



TITLE:

京都盆地水系における地下水水質
の汚染要因解析と将来予測(
Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

ABUDOUREYIMU, BATUER

CITATION:

ABUDOUREYIMU, BATUER. 京都盆地水系における地下水水質の汚染要因解析と将来予測. 京都大学, 2012, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2012-03-26

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k16822>

RIGHT:

京都盆地水系における地下水水質の
汚染要因解析と将来予測

BATUER ABUDOUREYIMU

2012

京都盆地水系における地下水水質の
汚染要因解析と将来予測

BATUER ABUDOUREYIMU

2012

目 次

第一章 研究の背景と目的.....	1
1.1. 研究の背景.....	1
1.2 研究目的.....	3
1.3. 対象領域概要.....	4
参考文献.....	6
第二章 関連既往研究のまとめ.....	9
2.1 日本における地下水環境の実態.....	9
2.2 地下水質汚染状況.....	12
2.3 京都盆地水系における地下水環境に関する調査研究.....	14
2.4. 地下水流動と水質に関する既往調査研究.....	16
2.5 京都盆地水系における地下水流動と水質モデルに関する既往研究.....	19
2.6 気候変動の影響予測に関する研究.....	20
2.6.1 気候変動が地下水資源に及ぼす潜在的影響の事例.....	22
2.6.2 海面上昇による地下水質の劣化.....	23
参考文献.....	24
第3章 京都盆地水系の地下水水質特性の時空間分布解析.....	29
3.1 はじめに.....	29
3.2 公共機関の地下水質データの解析.....	29
3.2.1 観測地下水位の地域別経年変動の解析.....	31
3.2.2 観測地下水水質の経年変動の解析.....	35
3.2.3 集中観測結果にもとづく短期間の水質特性の解析.....	38
3.3. ダイヤグラム分析と多変量解析を用いた 地下水水質特性の時空間分布の解析.....	53
3.3.1 ヘキサダイアグラム分析結果.....	54
3.3.2 トリリニアダイアグラム分析結果.....	54
3.3.3 地下水水質の多変量解析.....	58
3.3.4 主成分分析とクラスター分析結果.....	58
3.4. 地下水水質特性の時空間分布特性の考察.....	59
3.4.1 地下水水質特性の空間分布特性.....	59
3.4.2 地下水水質特性の経年変化の特徴.....	62
3.5 結論.....	64
参考文献.....	64

第四章 地下水環境の将来予測.....	67
4.1 研究の背景と目的.....	67
4.2 対象領域.....	68
4.3 解析手法.....	69
4.3.1 地下水流動・水質モデルの概要.....	69
4.3.2 地下水涵養量の設定.....	70
4.3.3 水質モデルの設定.....	71
4.4 地下水流動と水質モデルの再現性評価.....	71
4.5 気候変動による地下水環境への影響評価.....	75
4.5.1 GCM による降水量予測データ.....	75
4.5.2 近未来および世紀末の地下水位・水質変化.....	76
4.5.3 地下水位・水質に及ぼす影響の時空間解析.....	79
4.6 地下揚水規制効果の検討.....	84
4.7 結論.....	89
参考文献.....	89
第5章 地質影響を考慮した地下水水質汚染の解析.....	91
5.1 地下水水質汚染要因.....	91
5.2 京都盆地の地層構造.....	91
5.3 水銀汚染の実態.....	93
5.4 地層影響を考慮した地下水流動と水質モデル.....	95
5.4.1 モデルの基礎構造.....	95
5.4.2 水質モデルの再現性評価.....	98
5.4.3 水銀に関するモデルパラメータ値.....	98
5.5 水銀汚染の実態解明と現況予測.....	100
5.6 結論.....	103
参考文献.....	103
第6章 結論.....	105
6.1 本研究の成果.....	105
6.1.1 地下水のダイヤグラム分析.....	105
6.1.2 地下水水質の将来予測.....	106
6.1.3 地質影響を考慮した地下水水質汚染の解析.....	107
6.2 今後の課題.....	108

謝辞

付録

第 1 章 研究の背景と目的

1.1. 研究の背景

国連の『The Millennium Report』¹⁾によると、現在、世界人口のおよそ 1/3 が地下水に依存した生活をおくっている。地下水は、多くの国にとって、その経済発展段階に関わりなく、必要不可欠なものである。世界中で、およそ 20 億人の人々、多数の産業施設、数限りない農民が水供給源として地下水に依存している。特に、表流水利用が主体の日本のような湿潤国と異なり、乾燥地域においては不安定な降水および表流水資源に対して相対的に安定した水の供給源としての地下水の利用度合いが高いことに起因している。これに加えて近年予測が進められている温暖化による降水パターンの変動は、地表水系の貯留性能の不安定化を招き、その結果として貯水池ダムに依存する不安定な表流水利用から地下水利用を促進している地域も増えていることが指摘されている²⁾。このように水資源としての地下水は、明らかにその重要性が世界的に増大してきている。地表水の水資源開発に多くを望めないとするならば、地下水の需要は今後も確実に増大すると考えられる。過去数十年にわたる地下水開発の推進は、都市用水としての利用、農村居住者生活用水、作物の灌漑に対して、コストが安く、干ばつ時にも安定的に供給可能で、しかも良質の水を供給するという点において多大な社会的経済的利益をもたらしてきた³⁾。しかしながら、その一方で、地下水水資源管理への投資は少なく、国内資源としての保全はもとより国境をまたぐ地下水帯水層の管理の問題は、国際的な取り組みの上でも著しく軽視されてきた⁴⁾。

地球規模でみると、地下水貯蔵量は膨大であり総淡水量の 99%以上を占めるが、地下水の補充率は限られており、その利用は浅い帯水層に主に限定されている。さらには、浅い帯水層の水質は、地表からの涵養水や地下埋設物や土壌からの溶出などにより著しく悪化する可能性がある。過度の水資源開発、農業の効率化のための農薬使用、無規制の都市および産業廃棄物の埋め立てなどは、帯水層の広範に及ぶ水質悪化を引き起こす可能性が指摘されている⁵⁾。地下水は欠くことができない重要な水資源であり、適切な管理を行わなければ地盤沈下に代表されるような深刻な地下水障害を招く。これに加えて近年では、砒素や鉛などの重金属、あるいは TCE(トリクロロエチレン)、PCE(テトラクロロエチレン)などの有機塩素化合物による土壌・地下水の汚染が多発している。汚染物質による健康被害を未然に防ぐためには、汚染域の拡大を防止するとともに、浄化対策等を講じなければならないが、これらを効果的に実施するためには、地下水ならびに汚染物質の挙動に関する十分な理解が必要となる。

食料の確保と国土の保全が最優先された戦後復興期を経て、高度成長期には、都市部の人口急増や急速な経済発展に伴い都市用水を中心として水需要が急増し、これに対応するために本格的な水資源開発が進められたが、水質汚染や地盤沈下等新たな公害や環境問題が発生した。水資源開発が需要に追いつかない状況は日本経済が安定成長期に入った後も継続している。日本国内の水資源については河川等の表流水系への依存度合いが高い。特に、渇水による水不足は頻繁に発生したことを受けて主としてダムや堰の建設等による地表水の利用に重点が置かれてきた。日本全国の2003年（平成15年）における取水ベースの水使用総量は839億 m^3 であり、その水源の内訳をみると、河川水が735億 m^3 、地下水が104億 m^3 であり、地下水依存率は約12.4%となっている⁶⁾。都市用水の用途別の地下水依存度については、生活用水で約30%、工業用水では約40%、さらに都市部のビル揚水ではほぼ100%が地下水によってまかなわれており、地下水は都市部において欠くことのできない水資源として位置付けられる⁷⁾。

高度成長期に都市部の人口急増や急速な経済発展に伴い都市用水を中心とした水需要が急増した。特に、沿岸部の都市部では工業用利用のための地下水揚水が盛んに行われ、多くの地域で深刻な地盤沈下を引き起こしてきた。このため、地下水障害が顕在化した地域を中心に、工業用水法（1956年制定）や建築物用地下水の採取量規制に関する法律（1962年制定）や各地方自治体の条例等により採取規制や河川水への水源転換などの地下水保全対策が実施された。その結果、近年では一時期のような著しい地盤沈下は収まっていると考えられている。しかし、近年においても関東平野北部等で地下水揚水による短期的な地盤沈下が発生しており、今後も地下水管理を適切に行って地盤沈下の発生を予防することが重要である⁸⁾。

また、水質保全の観点から、1989年より水質汚濁防止法に基づき地下水質の汚染状況を常時監視するようになった。近年の地下水水質汚染状況としては、H14年度に全国で地下水汚染が判明した事例は3719件、そのうち環境基準を超過している井戸が2509件である。昭和58年からH14年までに重金属類および硝酸・亜硝酸窒素汚染が増加しており、揮発性有機炭素（VOC）汚染についてはH元年をピークに減少傾向にある⁹⁾。しかし、地下水水質の観測は河川等に比べて時空間的に限られており、広域の地下水水質については特定の日時の観測に基づいて、環境基準値と比較して超過検体数や地点数を公表しているが、超過地点を特定できる情報は公開されていない。また、地下水位のコンター図や地下水・河川の水質特性から河川の影響を受けている地下水領域を推定しているが、定量的評価が行われていない。

京都盆地の地下水は非常に豊富であり、その地下には琵琶湖に匹敵する貯水量があるという報告も見られるが¹⁰⁾、その水の全てを使うことは不可能であり、利用可能な地下水水資源量は限られている。高度成長期には地下水を大量に揚水したことによって、都市部を中心に地下水位の低下、井戸枯れが発生した。また、盆地南部域では水道水源としての地下水依存度が高く、特に城陽市では家庭用水の80%以上を地下水に頼っている状況である。このため、盆地南部域では地盤沈下が発生し、要監視区域に指定され水位観測と井戸揚水量の管理が定常的に行われているが、地盤沈下がそれほどひどくなく盆地北部・中部では監視区域に指定されず、管理が十分行われてこなかった。このため、古来から親しまれてきた名井・名水の一部では水位・水量の低下や枯渇も見られるようになってきた。さらに、近年の地下鉄や地下構造物の建造により、周辺の地下水位が低下し、井戸枯れが起こる例も見られた¹¹⁾。

1.2 研究の目的

京都は昔から地下水が豊富で名水とされる井戸も多く、茶の湯や染織といった京都らしい文化活動から、生麩や豆腐、酒といった庶民の食生活においても、多くの井戸から供給される地下水に支えられてきた。現在においても、鴨川周辺をはじめ各所に砂礫層が分布しており、それが水を濾過するとともにミネラルを加える働きをしており、地表の川同等の豊かな流れが京都の町の地下を流れているといわれている¹²⁾。昔に比べれば浅井戸は減少し、深掘りしなくなってきたが、京都市下水道局の近年の調べでは、業務用だけでも7,000本ほどの井戸が現在も利用されているという¹³⁾。このように、過去から現在にいたるまで京都の人々の生活に地下水は密接に関係している。一方、現在の京都における生活水の供給は主に琵琶湖疏水に頼っているため、この供給システムに何らかの異常が発生して水供給がストップした場合、京都市200万人の生活基盤は大きな損害を受ける。その際には、河川表流水の利用と共に地下水盆に溜まった豊富な地下水を用いることが可能であれば、かなり有効な緊急対策になりうる。

このように、京都盆地水系における地下水は、過去から現在といった時代の変化に関わらず京都の人々の生活や伝統を支えており、また、その膨大な貯水量は京都の脆弱な水供給システムの緊急対策用水として期待できる。よって、京都盆地水系の地下水が現在果たしている、もしくは将来期待できる役割は多大であり、京都盆地水系における将来的な水資源の確保と水環境の保全のためには、河川流域における水・物質循環を水系の一環として捉え、その経年的な変化を知り将来予測を行うことが必要となっている。そのためには、表流水・地中水・地下水を

含めた総合的な水量・水質の観測および水・物質循環の解明，将来予測が可能なモデルの開発が必要となる．

そこで，本研究では，京都盆地水系内の地下水水資源の量的・質的評価を行い，その将来的な利用可能性や地下水環境保全対策のために，まず，現在までの観測データに基づいて地下水水位や地下水水質特性の空間的分布や時間変動についての基礎的な整理を行った上で，地下水特性を解析するために用いられるダイアグラム分析と多変量解析をもちいて，水質特性の空間分布とその経年変化について明らかにするとともに，水量・水質の涵養特性と地形・地質等の流域特性との関係性を考察して水質特性の要因について考察する．次いで，京都盆地における浅層地下水帯水層を対象とした地下水流動モデルおよび水質モデルを作成し，現況再現性を評価した上で，GCM 降水予測データを入力とする地下水水位および水質の将来予測を行い，気候変動による降水量の変化がおよぼす京都盆地水系の地下水環境への影響を評価する．さらに，将来的に地下水水位の低下や水質の悪化が予想される地域での地下水水位・地下水質の回復に必要な対策について検討する．

1.3 対象領域の概要

京都盆地は丹波高地南縁と滋賀県や大阪府との境界付近に展開する山地山麓およびこれらに囲まれた山間盆地で南北約 30km，東西約 15km の領域である(図 1-1)．六甲地殻変動によって京都盆地は激しい地盤変動を起こし，内陸盆地として形成されてきた．すなわち，京都盆地の周囲を囲む山脈とその内部への海水の侵入・流出のくり返しによって，盆地床のもととなる厚い堆積層がつけられた．

京都盆地には北西の方角から桂川，東から琵琶湖を水源とする宇治川，南東から木津川などの諸河川が流れ込んでおり，扇状地や三角州などの沖積低地が発達している．なお，桂川，宇治川，木津川の3つの河川は大山崎付近で合流し，大阪湾へと流れていく淀川となる．京都盆地は，穏やかな気候，さまざまな水源から流れ込んでくる多くの河川，豊富な地下水などの自然条件に恵まれ，古代から人類の生活が始められ，継続されてきた．また，周囲の山脈を貫く断層に沿った陸路，瀬戸内海と京都を結ぶ淀川水系をはじめとする水路等の交通路は，平安京以降の京都における都市生活を支える重要な要素となっていた¹²⁾．

京都盆地の地下水は古くから清浄かつ豊富であり，醸造業・染色業等の地場産業や茶道・華道などの文化を支える重要な水資源として利用されてきた．そのため，名井・名水も多く存在するが近代以降枯渇したものも多く，また水質悪化のために水道水へ転換する事例もみられた⁷⁾．盆地南部域では高度成長期の過剰な地下水揚水による地盤沈下が顕在化したため要監視区域に指定され，揚水量や地

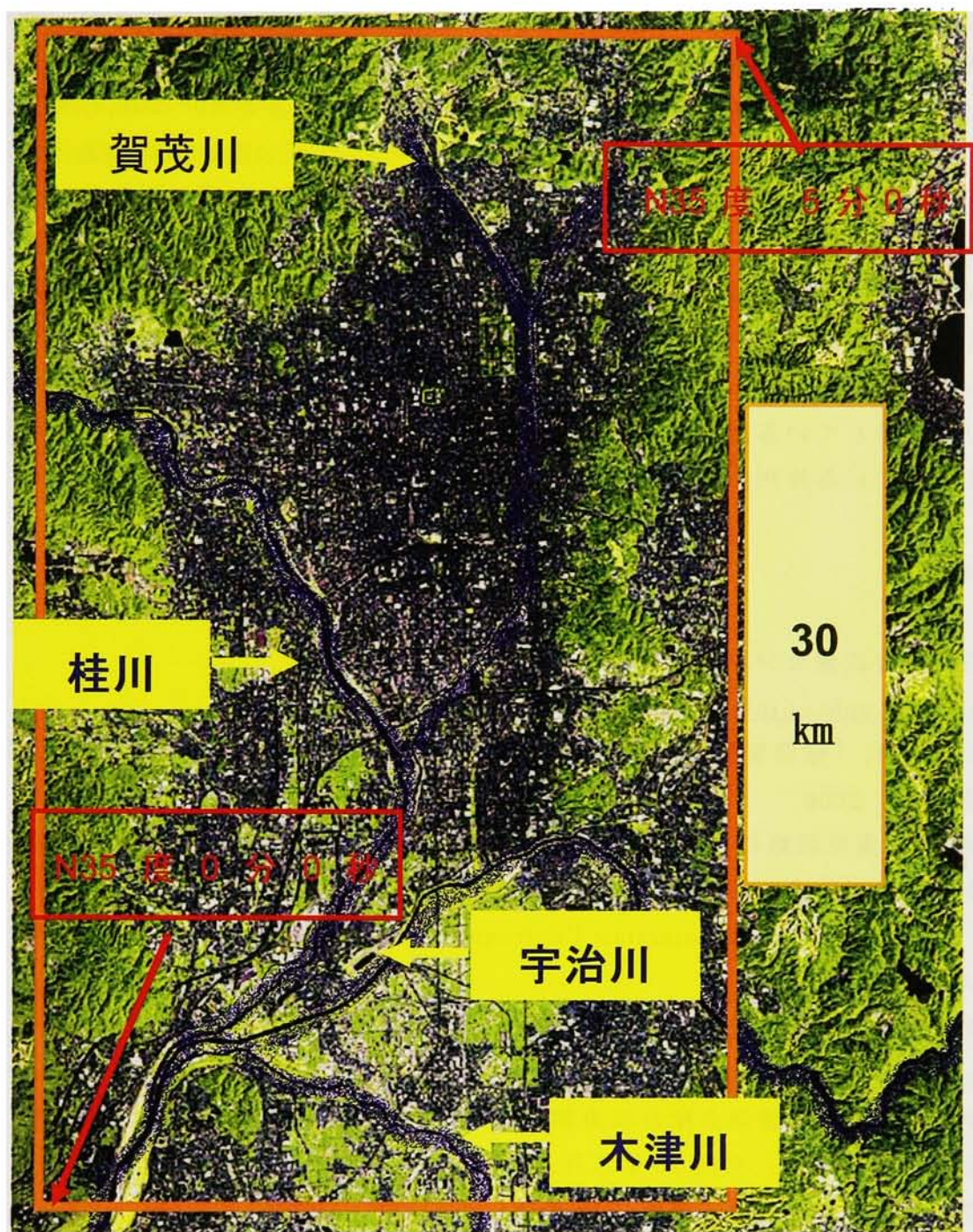


図 1-1 研究対象領域

下水位の法管理規制が行われている。しかし、盆地北部・中部は要監視区域に指定されなかったため、近年、大口利用者ではないが新たに地下水利用を進める事業所が増加しており、地下水利用の管理は十分とはいえない。

京都盆地の地下構造は、周辺山地は主に砂岩・泥岩・チャート・緑色岩などの丹波帯中・古生層と盆地北東方に分布する北白川花崗岩からなる。盆地縁の丘陵

地は主に大阪層群からなり、東部の深草地域と西部の西山地域に分布する。基盤構造調査によると、京都盆地の地下水帯は盆地南部の巨椋池干拓地以南で最大深度となり、盆地南西部の大山崎・男山付近で帯水層基盤深度が30～50m程度と浅く、この部分がダム堤体のような構造となっているため¹⁴⁾、盆地内部の地下水は停滞性が強く、一旦汚染された地下水は容易には流出せず、水質回復には非常に時間を要する特徴を持っている。

本研究では、京都盆地水系における地下水の全体的な流動および水質特性の把握を目的としているため解析範囲は広領域にわたる。その解析範囲は図1-1に示すように、農業用地や工業用地が密集している地域や、今でも生活水を井戸の地下水から供給している京都南部地域、および過去の文献で地下水の湧水ポイントと記述されている桂川、宇治川、木津川三川合流ポイントを含むものとした。

参考文献

- 1) 国際連合広報センター：国連ミレニアム開発目標報告，
http://www.unic.or.jp/pdf/MDG_Report_2009_J.pdf，2009.
- 2) 嶋田 純，「循環資源として地下水を捉える重要性」，日本地下水学会誌 第48巻1号，2006.
- 3) (財)地球環境戦略研究機関(IGES)：アジア太平洋の未来戦略：気候政策と持続可能な開発の融合を目指して，2008.
- 4) S. Sugino: Outlook for Interstate Confrontation over the Disi Project, 水文・水資源学会誌，2010.
- 5) 環境省：土壌汚染対策法について，
<http://www.env.go.jp/water/dojo/law/kaisei2009.html>，2009.
- 6) 環境省中央環境審議会総合政策部会・公害防止計画小委員会：第18回会合中央環境審議会報告，平成20年3月.
- 7) 国土交通省：日本の水資源(H18年版)，
<http://www.mlit.go.jp/tochimizushigen/mizsei/hakusyo/H18/2-7.pdf>，2006.
- 8) 天池京子：地下水汚染の未然防止対策の推進に向けて，立法と調査，No.315，2011.
- 9) 環境省：中央環境審議会総合政策部会公害防止計画小委員会第18回会合，環境省中央環境審議会，<https://www.env.go.jp/council/02policy/y022-18a.html>（参照2010/02/15），2008.
- 10) 楠見晴重：城陽市の地質と地下水流動特性について，第6回城陽市環境フォーラム講演資料，2007.

-
- 11) 仲上健一他：地下水管理における「京都方式」の研究～地下水の活用管理をめざして～，NRS-84-28総合研究開発機構助成研究報告書，1986.
 - 12) 京都まにあ：水の都[地底の水]，
<http://www.linkclub.or.jp/~mcyy/kyo/water/01.html>，2011.
 - 13) 植田和弘他：地域の「味」形成に果たす地下水の役割～地下水管理の有り方についての基礎的研究～，(社)システム科学研究所報告書，1984.
 - 14) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤－京都盆地，2007.

第2章 地下水関連の既往調査研究のまとめ

本章では、日本における地下水環境の実態や地下水利用に関する情報をまとめるとともに、地下水流動および地下水水質、地下水環境保全のための観測・調査および保全対策、地域水系に及ぼす温暖化影響などに関する既往研究について、その内容を整理する。

2.1 日本における地下水環境の実態

地球上に存在する水の量は、およそ14億 km^3 であると言われているが、そのうちの約97.5%が海水であり、淡水は僅かに約2.5%である。淡水に占める地下水の割合は約31%であるのに対し、河川や湖沼の割合は約0.2%である。残りの淡水資源の大半は氷河等であるが、人類が直接利用するには困難である。そのため、水量が豊富な地下水は、淡水資源として非常に重宝される資源として位置づけされる。しかし、過剰な揚水が続ければ地下水資源の枯渇、及びそれに伴う地盤沈下といった問題を引き起こすことになる¹⁾。

水資源が復元される平均期間は、地下水で1400年、湖水で17年、河川水で16日、大気中の水蒸気で8日となっており¹⁾、地下水は河川水や湖沼水などと比べて極めて復元期間が長いため、短期間に汲み上げた地下水位は回復しにくい性質がある。そのため、周辺環境へ配慮した地下水の持続的な利用方法の策定が求められている。

水資源としての地下水利用の利点として以下の四項目が挙げられる¹⁾。

- ①簡易性：帯水層まで井戸を掘削し、ポンプなどの揚水施設を設置すれば、容易に良質な水が得られること。
- ②経済性：地下水の取水のための経費として、井戸の掘削、ンプなどの揚水施設の設置などの初期費用とポンプの電気代などのランニングコストが必要となるが、他の水資源利用に比べて一般に安価であること。
- ③良好な水質：地下水は、長期間かけて地層中に賦存しているものであり、帯水層に到達するまでに不純物質の多くは土壌に付着・ろ過されることから、一般的に水質は良好であり、適度にミネラル分を含有していること。
- ④恒温性：地下水の水温は地域によって差異はあるものの、年間を通じてほぼ一定で、表流水に比べて夏は冷たく、冬は暖かいこと。

地下水の利用にあたり大規模な貯水・取水・供給施設を必要としないため、その利便性から、食料の確保と国土の保全が最優先された戦後復興期を経て、高度成長期には、都市部の人口急増や急速な経済発展に伴い都市用水を中心として水需要が急増し、

これに対応するために本格的な地下水開発が進められたが、水質汚染や地盤沈下等新たな公害や環境問題が発生した。水資源開発が需要に追いつかない状況は、わが国の経済が安定成長期に入った後も継続してきた。特に、高度経済成長期には大量の地下水が揚水され、都市部を中心に地下水位の低下・井戸枯れ・地盤沈下などの問題が発生した。地域的にみると豊富な帯水層を有する沖積平野、洪積台地の分布する地域において地盤沈下が発生した。1950年代後半～1970年代前半にかけて大阪、東京等の大都市とその周辺で最も激しい地盤沈下が起こり、地域によっては一年間に20cm以上の沈下もみられた（図2-1）²⁾。地盤沈下は大阪平野、濃尾平野、筑後・佐賀平野など各地でいまだに発生しているが、最近注目されているのは関東平野北部地域である。地下水揚水が行われ、これが短期的な地盤沈下を招いている。これは近年の地盤沈下の特徴である。地盤沈下は不可逆的な障害であることから、今後も地下水を適切に管理し、地盤沈下の発生を予防することが重要である。

高度経済成長期の地盤沈下の発生を受けて、1970年代以降、揚水規制と地下水位および地盤沈下の監視が行われ、全国的には顕著な水位低下や地盤沈下の進行は鈍化しているが、いまだに地下構造物の建設工事やトンネル掘削によって周辺の地下水位の低下や井戸枯れが起こる例も見られる。また、近年一部の地域では規制以前の地下水位以上となったために建築物基礎部の浮上や地下構造物中への漏水などの問題が発生している²⁾。

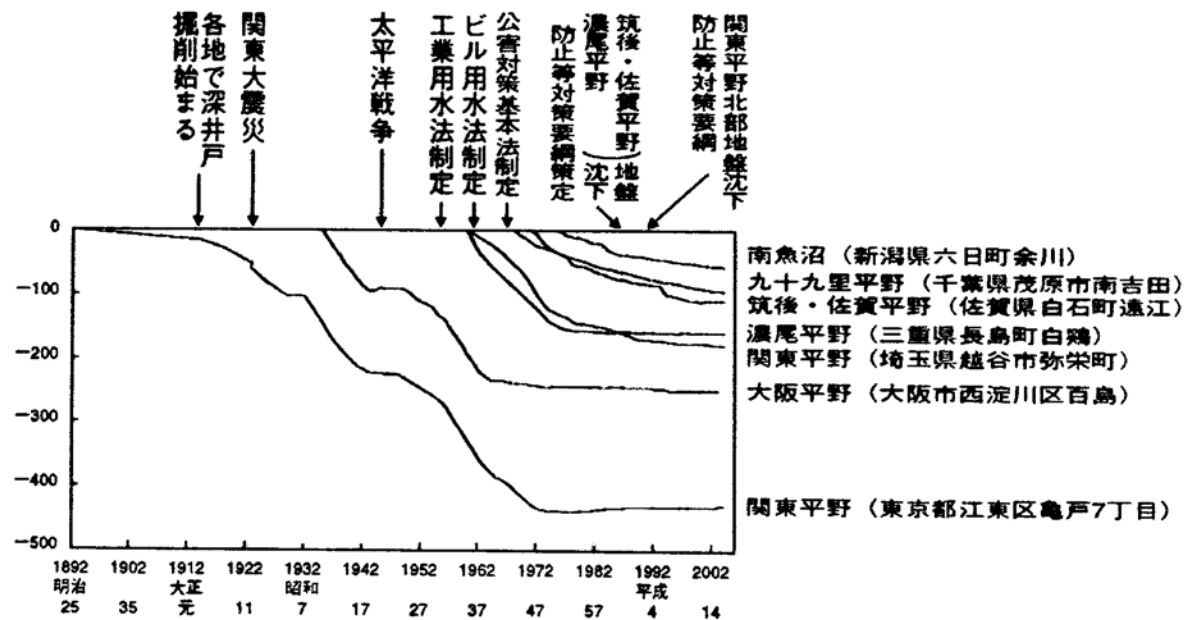


図2-1 地盤沈下の経年変化²⁾

表2-1. 全国の地下水使用状況³⁾

用途	地下水利用 量（億 m ³ /年）	地下水用途別 割合（％）	全水使用量 （億 m ³ /年）	地下水依存 率（％）
1. 生活用水	34.0	27.8	157.0	21.7
2. 工業用水	36.3	29.6	127.8	28.4
3. 農業用水	33.0	27.0	546.2	6.1
1～3の合計	103.3	84.4	831.0	12.4
4. 養魚用水	12.6	10.3	—	—
5. 建築物用等	6.5	5.3	—	—
総 計	122.4	100.0	—	—

現在の地下水年間使用量は全国で約124億m³にのぼり、都市用水および農業用水全体の約13%を占めている。2006年の地下水使用量を用途別にみると、工業用水が36.6億m³（29.7%）と最も多く、次いで生活用水34.3億m³（27.9%）となっており、農業用水33.0億m³（26.8%）養魚用水13.0億m³（10.5%）、建築用等6.3億m³（5.1%）となっている（表2-1）³⁾。

このように、水資源としての地下水利用は、地下水特性の面からも今後利用すべき水資源であるといえる。しかし、揚水量の上昇とともに地下水の低下が確認されることから、揚水量の制限あるいは管理が重要である。有限である水資源として地下水を適正に使用していくために、工業用水、水道用水管理のほか、個人・事業者が所有する井戸の管理方策を決定することが必要である。現在井戸を使用している家庭の数は多いとは言えないが、井戸水を総合的に管理するためには、その使用量・使用目的が、適切なものであるかどうかを明らかにしなければならない。しかし、地盤沈下の要監視区域に指定されていない地域では事業者による地下水利用が増加していることも報告されており、業務用の井戸および揚水量の管理が必要となってくる⁴⁾。都市の規模が大きいほど地下水環境に対する影響も大きく長期化する。大都市圏では、揚水規制から30年～40年以上経過した現在においても地下水環境は安定化せず変化し続けている。その一方で、近年では地下水に対する需要が“公”および“個”の双方で再び高まっている。これらの地下水利用が実施されれば、今後、地下水環境がより複雑化していくことが予想される。さらに、最近では大都市では緊急用水として浅井戸地下水利用が検討されている⁵⁾。しかし多くの場合、浅層地下水は生活排水などによって汚染されていることが多く、浄化設備がない場合には利用用途が限定される。さらに、浅井戸においては揚水が短時間に集中すると水位が急激に低下し、その回復に時間を要するので、緊急用水としての利用可能性についても検討する必要がある。

このように、地下水を適正に利用し、地下水環境を長期間にわたって保全・管理していくためには、これまでの地下水環境の変遷および現状を適切に理解するとともに、現在の地下水環境をより詳細に把握するとために環境変動をモニタリングし予測する技術を開発し、新しい観測・解析技術を取り入れながら、地下水環境のモニタリング・評価を継続していくことが重要である。

2.2 日本の地下水水質の汚染状況

地下水汚染の主要な原因物質として以下の物質が挙げられる。

- ①重金属類：水銀、砒素、カドミウム、鉛等
- ②VOC(揮発性有機化合物)：有機溶剤である四塩化炭素、トリクロロエチレン等
- ③油類：ガソリン、灯油、軽油、重油
- ④農薬含有物質：窒素・リン・カリウム等

また、原因物質の発生要因としては、人為的要因と自然的要因に分けられる。人為的要因としては、対象となる有害物質を取り扱っている工場での事故等による漏出、あるいは過去に有害物質を含む廃棄物を埋め立てたことにより地盤中に溶出することが挙げられる。特に、重金属類や油類についてはこの要因で汚染が発生する可能性が高い。また、VOCについても大規模工場に加えて、一般的なクリーニングでも使用される有機溶剤については、その管理が十分行われず、市街地部にある小規模クリーニング事業者からの漏出も考えられる。

自然的な要因については、重金属類の一部、たとえば砒素は微量成分として様々な鉱物中に含まれており、泥質岩中には高濃度で含有していることも報告されている。水銀については自然界に存在するものと人為的要因による場合があり、前者については水銀鉱山などからの流出であり、後者については上述のように水銀を取り扱う工場等から漏出に加えて、1970年代まで日本でも生産されていた水銀含有農薬の利用が挙げられる。

汚染物質の拡がり方を考えると、特にVOCでは一旦地下水に溶け込んだものが地下水の浸透・流動により拡散するが、揮発性が高いので自由水面から容易に大気中に放出される。これに対して、重金属類は地下水流動による移動は少なく、長期間にわたって帯水層内に存在することになる。土壌層への吸着特性が高いので水への溶出量は少ないが、微量ではあるが長期間の地下水汚染となる可能性が高い。

地下水の水質保全については、環境基本法の中で政府が水質の汚濁に関する環境基準を定めるとしていることを踏まえ、1997年3月に地下水も対象とした水質汚濁にかかる環境基準についての告示が行われた。また、1989年に改正された水

質汚濁防止法では、一定の排出基準を定め、この基準を超える有害物質を含む汚染水の地下への浸透を禁止し、水質の監視を義務づけている。また、1997年4月からは地下水汚染が判明した場合、都道府県知事が汚染の浄化を命ずる権限が認められた。このほか、水質汚染に関する法律としては、廃棄物の処理及び清掃に関する法律、農用地の土壌の汚染防止等に関する法律、鉱山保安法、臨時石炭公害復旧法、放射性同位元素等による放射線障害の防止に関する法律が挙げられる。

水質保全の観点から 1989 年より水質汚濁防止法に基づき地下水水質の汚染状況を常時監視するようになり、環境基準超過検体数などが公表されている。これまでも、有機塩素系溶剤等の化学物質による地下水汚染については汚染源の特定と曝気による汚染水処理と防止策が進められてきた⁶⁾。また、農地および公園・ゴルフ場等で使用された農薬による硝酸性窒素による地下水汚染についても、使用農薬の質と量の制御により汚染状況は改善されつつあるが、現在でも全国で汚染が確認されており、多くの調査報告事例がある。環境省の 2001 年度調査では、1975 年度から 2000 年度末までの土壌汚染の総事例が 1,903 件、調査事例が 1,097 件、土壌環境基準の超過事例が 574 件であり、地下水汚染については 1989 年度から 2001 年度までに発見された事例数が 3,401 件となっている⁷⁾。

日本では農地での農薬利用は近年減少してきたが、1980年代までに多用された農薬に含有された様々な汚染物質が現在も土壌中に残留していることが指摘されている。また、農地以外でも公園・ゴルフ場等で農薬は利用されてきた。特に、地下水汚染の代表的な汚染物質である硝酸性窒素($\text{NO}_3\text{-N}$)等が地下水に浸透・拡散し、広域的な汚染要因となっている。平成20年度の全国および京都府の地下水質環境基準超過確認地点数を表2-2に示す。水銀等の重金属や窒素等が環境基準を超過した地点が多い。また、奈良盆地地下水では、鉛1地点、硝酸性窒素及び亜硝酸性窒素4地点、ほう素1地点について環境基準を超えて検出され、特に硝酸性窒素汚染については、畜産による環境汚染が問題視されている。

表2-2に示すとおり、土壌・地下水汚染の調査件数そのものが限定されており、多くの汚染土壌・地下水が未発見のまま放置されている可能性が高いといえる。ただし、地下水の

表2-2 土壌・地下水汚染事例の汚染要因の内訳

	VOC	重金属	硝酸・亜硝酸	複合汚染	合計
全国調査件数	2,245	1,439	2,440	117	6,241
環境基準超過事例	1,032	927	1613	72	3,644
京都府調査件数	38	26	9	1	74
環境基準超過事例	15	12	5	1	33

汚染源は主に地表から混入する人間活動由来のものに加えて、地表あるいは地層土壌や火山活動などの自然由来のものもあるので、その汚染対策を考える上では、制御可能な人為影響による汚染を時空間的に把握する必要がある。

日本では地下水汚染の自然的原因により基準を超過する可能性が高い物質として、ヒ素・鉛・フッ素およびホウ素の4種類の重金属が挙げられている。また、水銀・カドミウム・セレンおよび六価クロムについても自然的原因により基準を超過する可能性が指摘されている⁸⁾。しかし、カドミウム・六価クロムについては埋め立て産業廃棄物からの溶出、水銀については1970年代まで使用されていた水銀含有農薬が要因である可能性が残されている。

2.3 京都盆地水系における地下水環境に関する調査研究

京都盆地の地下水は古来から清浄で豊富で、醸造業・染色業等の産業や茶道・華道などの文化を支える重要な水資源として利用されてきた。そのため、名水・名井として有名な井戸・湧水が多く存在するが、近代以降枯渇したものも多く、水質の悪化のために地下水利用を中止して水道水へ転換せざるを得ない場合も見られた⁹⁾。京都盆地の西部を流れる桂川流域には、現在も紡績・化学・製紙・製薬・酒造・電気器具および機械などの大小の工場が操業しており、多くの工場で地下水利用が行なわれている。また、そのほかにも水道水源・かんがい用水源・一般民生用水としてきわめて多量の水利用が行われている。

これらのなかでとくに問題となるのは、京都盆地における工業用水としての地下水揚水量である。現在京都府営水道の減少することだ。京都盆地のうち桂川の左岸の部には、京都市上水道・が普及しているが、そのほかの大部分では自由面地下水を掘井戸あるいは打込井戸によって利用している。このほか桂川およびその支流鴨川の沿岸には、京都洛西および洛南の工場群が多量の地下水を揚水している。

楠見ら¹⁰⁾は、複数の自治体の揚水における相互の影響を検討するために、京都府南山城地方の中心に位置する最も揚水量の多い城陽市と、上水道用としての揚水密度の最も高い八幡市を対象とした検討を行っている。京都府南部に位置し西側と南側で木津川と接する城陽市では上水道水源の約80%、京都府南西部の木津川、宇治川、桂川の3河川が合流して淀川となる地点の南に位置する八幡市では約50%を地下水に依存している。この地域の地下水資源の有効利用を行うため、特に1本当たりの揚水量が比較的に多い複数の上水道用揚水井からの揚水が及ぼす周辺の地下水への影響を解明することが周辺の地下水環境を保全するための手法として重要であること指摘している。上水道のように公的機関による地下水揚水量に比べて、地下水の所有権が土地所有者に属し、個人や事業者の地下水揚水量を把握するのは困難である。

京都盆地水系の地下水水質については、京都市の3地点で砒素、宇治市、八幡市の各1地点で総水銀、京都市の3地点、宇治市の3地点、長岡京市の1地点、計7地点でテトラクロロエチレン、京都市の5地点、宇治市の1地点の計6地点で硝酸性・亜硝酸性窒素、八幡市の1地点でほう素がそれぞれ環境基準の超過が確認されている¹¹⁾(表2-3)。全国的にも環境基準値を超過している地点が多く存在するが、京都盆地水系全体の地下水水質においても同様の傾向を示している。京都市の市街地部では、地表水の混入が大きいために塩化物イオンや硝酸イオン濃度が高いものの、盆地周辺部の郊外の特に深井戸で汚染が少ない実態が報告されており、水質面では各地域により多少濃度にばらつきがあるものの、水質基準値を満たしたおり盆地中央部の地下水水質は概ね良好であるといえる。

しかし、1980年代には大山崎町が管理する水源井戸の一部から水銀が検出されたため、その対策として大山崎町全域および長岡京市の一部を対象にした地下水水質についての調査が実施され、汚染源は過去の水銀含有の農薬であることが示唆されたが明確化されず、汚染井戸の採水深度の改良工事による対策が実施された¹²⁾。その後、継続的で詳細な調査は実施されておらず、地下水中の水銀濃度については公共用水域として地下水観測地点でのみ年1回の水質分析結果にもとづいて、基準値超過の有無が公表されているのみである。

京都盆地の地下構造については詳細な調査研究が行われている¹³⁾。京都府南山城地方に位置する京都盆地は幅3.5～10km、長さ36kmの南北に細長い盆地であり、京都盆地の東部には鴨川流系の扇状地堆積物が厚く堆積している。西部の桂川流系は扇状地が発達していないため、盆地全体としては東が西より高いという特徴を有している。盆地東西には花折断層や桎原断層が南北に延びた活断層によって、明瞭な地形境界が存在する。その間に挟まれた地域が沈降して、盆地が形成されている。明らかなように盆地の北部と東部は古生層、南部は花崗岩類が分布しており、両者とも基盤岩を形成している。これらの基盤岩類は難透水層と考えられ、この基盤岩類に囲まれた凹部には、新第三紀鮮新世から第四紀洪積世の間に堆積した大阪層群と、その上には沖積層が分布している。京都盆地全域における基盤

表 2-3 京都盆地水系の地下水水質の環境基準超過地点¹¹⁾

汚染物質	地点数
砒素	京都市:3地点
水銀	宇治市、八幡市:各1地点
テトラクロロエチレン	京都市:3地点、宇治市:3地点、長岡京市:1地点
硝酸性・亜硝酸性窒素	京都市:5地点、宇治市:1地点
ほう素	八幡市の1地点

岩の最深部は、南山城地方内にある巨椋池干拓地周辺で約800mである。この最深部の巨椋池干拓地において、基盤面が著しく落ち込んでいる。地形に伴い北部にかけて緩やかに上昇する傾向が見受けられ、基盤岩上面は全体的に起伏に富み、北側の広い領域において深さ約200～400mの谷地形を形成している。京都盆地の大きさは、北の京都市北郊から南の木津川市まで南北約35km、東西は八幡市から城陽市にかけて約10km、深さは最深部で0.8kmとする。京都盆地の地質分布楕円球の一部を切り取ったような形と仮定すれば、その体積は約125km³となる。水盆の中で、これまでに数多く行われたボーリングのデータを総合すると、砂礫層と粘土層との割合は56:44となる。ここで、地下水利用の対象となる砂礫層の水分を計算する。砂礫層の平均間隙率を30%とし、この間隙に水が満たされているとすれば、京都盆地の貯水量は211億tとなる¹⁴⁾。以上のような地形、地質構造を有する京都盆地には、多量の地下水が存在していると考えられる

2.4 地下水流動と水質に関する既往調査研究

地下水は飲料・生活・産業用水として都市の持続的発展に不可欠な自己水源であり、近年は防災・緊急用水、親水環境維持・ヒートアイランド対策等のための環境用水としての役割も注目を集めている。将来にわたる都市の地下水の適切な利用と保全を図るためには、その地下水システムを質・量の両面からの確に把握しておくことが必要である。安原¹⁵⁾らの研究では、都市化の進行は、特に浅層部の地下水環境に直接的で著しい影響を及ぼし、浅層（自由）地下水収支に関与する既存の水文要素の相対的重要性に変化が生じるとともに新たな水文プロセス、たとえば、降水浸透による地下水涵養量が減少する反面、水道管からの漏水が新たな涵養源として重要性を増すことが指摘されている。このような都市の浅層地下水収支に果たす各水文要素の役割を、統計資料に頼らず地球化学的手法等を用いて直接定量化しようとする試みが進められている。

一方で、都市化に伴い、地下水質の悪化という質的な変化も発生する。人間活動、特に産業活動に起因した有害な汚染物質が浅層地下水にもたらされ、深刻な汚染が引き起こされるケースが多い。そして、この汚染物質を含む浅層地下水のより深層への透過プロセスと域外から広域（水平）流動によってもたらされる深層（被圧）地下水の都市の地下における混合プロセスの解明は、都市地下水の保全を質的な面から考える上で重要であり、特に日本においては、断層等の地質構造が都市深部の地下水流動系に与える影響についての理解も、地下水の利用可能性評価や揚水に伴う地下水障害の発生防止といった観点から不可欠であることを指摘し、数カ所の対象流域を選定した観測調査を実施している¹⁶⁾。

日本における窒素流出についてのモデル推定結果によると、1980年代後半までの人口の増加と一人当たりの食料需要の増大に伴って、肥料や食料輸入による国土への窒素流入量が増大し、同時に環境への窒素流出が増加したこと、1990年以降は、窒素肥料の使用量が減少したことにより、流出量は減少傾向にあることが示された。一方で、環境へ流出した窒素による地下水や河川水中の窒素濃度の地域変動を推定した結果では、人口密度の高い大都市とその周辺や畜産の盛んな地域で高いことも示されている¹⁷⁾。日本では平成11年に地下水の硝酸性窒素及び亜硝酸性窒素の濃度に環境基準が設定されたが、その後現在まで継続的に全国の約5%の井戸で環境基準を超過している。

地下水質は、主要溶存化学成分9項目、陽イオン(ナトリウムNa, カリウムK, カルシウムCa, マグネシウムMg)、陰イオン(重炭酸HCO₃, 塩素Cl, 硫酸SO₄, 硝酸NO₃, シリカSiO₂)に加え、電気伝導度、水温、pH などにより判断され、必要に応じて用途や関係する水質環境基準項目を加味した上で評価される自然の地下水質は、元来多様な理化学的特性を持つ。

一般に水質汚染とは、自然の地下水質が人為的に汚染された人為由来のものを指し、水質基準に不適合の検査項目がある状態を指す。自然由来の汚染は主に深層の地下水で、人為由来の汚染は主に浅層の地下水で発生する。深層の地下水汚染は除去が困難であり、水資源として利用することができない。地下水中のNO₃-Nと農業生産活動に関する報告は多い。中村ら¹⁸⁾によれば、甲府盆地東部の果樹栽培の盛んな地域における地下水中のNO₃-Nの起源は施肥によることを明らかにし、地下水中濃度が2mg/Lを越える場合には人為的な影響があることを指摘している。さらに、甲府盆地周辺部の井戸ではSO₄濃度の高い地点が存在し、その平均濃度が30mg/Lを超える地点が果樹地帯に隣接することを示している。地下水中のSO₄イオンの起源は岩石や地質、温泉水や工場排水の混入などであるが、濃度の高い二つの地点については地質などの自然要因に加えて人為的要因の可能性を指摘している¹⁸⁾。島田允堯¹⁹⁾らの研究で、地下水から基準値を超えてヒ素が検出される事例は、最近になって日本の各地から数多く報告されるようになったが、そのほとんどが自然由来であると報告している。このように、地下水汚染は人為的要因に加えて自然的要因、特に地層・地質由来の汚染源について注意する必要がある。

地下水水質の空間分布に関する既往研究では、主に塩水や温泉水の侵入、河川水との交流現象の解析を目的として、地下水の基本的な水質特性を示す溶存イオン成分を用いた解析がおこなわれている。藤原ら²⁰⁾は2年間4回の観測データを用いて多変量解析を行い、地下水水質特性の解析を行い、海水侵入や施肥の影響を受けていることを明らかにしている。栃本ら²¹⁾も伊豆大島を対象として同様の手法を用いて海水侵入と火山活動の影響強く受けていることを明らかにしている。これらの研究では空間的に密度の高い観測を長期間実施することが困難なため、1～2年程度の限られた観測期間に実施された数回の限られた観測データに基づいた解析にとどまっている。

一方、石田²²⁾らの研究では京都府亀岡盆地に一年間定期的な地下水中のラドン濃度測定されたが、浅層地下水、深層地下水の放射平衡濃度が10 ~ 30Bq/L程度であること、浅層地下水のラドン濃度は一部かんがいの影響を受けることが明らかにしている。ラドンは盆地周辺の山地に広がる中古生層と花崗岩類に存在しており、降雨浸透と河川流出により供給されて灌漑等によって地下に浸透していくことが指摘されている。2003年灌漑期における調査したデータについて統計解析を行った結果、ラドン濃度が高い地点を特定して、盆地内河川中に複数の地下水湧出ポイントが存在し、その一部は近傍の花崗岩由来であることを明らかにしている。また、盆地末端部で河川水中のラドン濃度が下流に行くほど増加することが観測され、地下水位分布と照らし合わせ、地下水の湧出が盆地末端部で起こっていることも推定した。これらの研究成果を見ると、河川水中のラドン濃度測定は、河川中の地下水流出状況の把握に有効な手法であると言えることができる。

地下水湧出や涵養水源の同定を行うために水中の水素・酸素・炭素とう同位体分析が活用されている。我が国の平野や盆地においては、断層や構造線と言った地質学的不連続線が認められる場合が多く、地質学的不連続線の両側あるいは構造帯の内外において、地下水の一般水質や酸素・水素同位体比が明瞭に異なる現象が、大阪平野、関東平野、山形盆地を始めとする平野・盆地部に展開する多くの都市域において報告されている²³⁾。

地下水中の物質挙動モデルに関する研究においては、水田の窒素除去能力を正しく見積もることは重要であり数多くの研究が実施されてきた。水田は、耕作期間のほとんどが浅い湛水状態で管理されるため、他の農地と大きく異なる特徴を有している。浅い湛水中では酸化状態となり硝化反応が進行する一方で、湛水下部の土壌においては還元状態となり脱窒反応が進行する。そのため、水田においては窒素の系外への除去が期待される。水田の窒素収支を目的とした研究は数多く実施されてきた。例えば、二かんがい期を対象として、それぞれ8時間間隔で詳細に実施した研究によると、窒素の排出量は0.0~5.7kg/haに相当し、これは気象条件に左右されることが報告されている²⁴⁾。過去に実施された研究結果を窒素の除去速度とかんがい用水中の窒素濃度の関係に着目してまとめると、かんがい期間中の負荷収支で計算される窒素の除去速度はかんがい用水の窒素濃度に比例して増加し、窒素の除去速度についてまとめるとおよそ0.01m/dayのオーダーであった。特に、水田湛水状態の窒素除去については、太陽日射条件のもとでは窒素の除去速度は約0.025m/dayと大きく²⁴⁾、これは人工湿地の除去能力に匹敵する。このように、水田を対象とした研究は数多く実施され窒素収支やその反応速度については解明が進んできている。これらの農地における窒素の循環モデルは、一般に窒素の形態変化と水中移動をサブモデルとする構成で、これまでに数多くの窒素循環モデルが提案されてきた。ただし、その多くは、植物による吸収、無機

化と窒素固定、窒素流出と脱窒過程を考慮しているものの、土壌中の窒素移動と形態変化を鉛直方向に層を重ねた一次元モデルで再現を試みており、空間的な挙動を考慮したモデルは少ない。

水田湛水中の窒素濃度を日単位で再現できるモデルも少数である。ライシメータ実験で得られた結果を基に溶存態窒素のモデル解析を行った事例²⁵⁾では、開発されたモデルは実験結果に対して高い再現性を有していたものの、現実的な水田への適用については十分に言及されていない上に、10 個を超えるパラメータの調整が必要となるため、実用的であるかどうかの判断が難しい。簡素で実用的なモデルを開発した事例では、対象を T-N と T-P の濃度としているため、窒素については硝化、脱窒また藻類による吸収などの窒素の形態変化については表現することができていない。

2.5 京都盆地水系における地下水流動と水質モデルに関する既往研究

楠見らの一連の研究^{2) 10) 14)}では、京都盆地南部域を対象として地下水流動の三次元モデルを作成している。盆地南部の地下水帯水層の最深部は地表から約 800m であり、地下水貯留量を約 211 億 m^3 と推定しており琵琶湖の貯水量に匹敵するとしている。しかし、地表から 800m の深度の深層地下水を含めた計算であり、現実的に利用可能な地下水量としては過大評価であると考えられる。楠見らのモデルでは、宇治川・木津川に囲まれた領域を対象として、境界条件は宇治川と木津川共に、地表面の節点に河川水位で既知水頭境界、東西の分水嶺では、全ての節点を不透水境界として設定している。地表からの降水量涵養は一定比率で浸透するものとして、降雨が地下水位の変動に及ぼす影響は揚水による影響と比較すると少ないとしている。また、民間の井戸の揚水量は一つ一つの井戸の揚水量は少ないものの、上水道揚水量よりも総揚水量は大きいことを指摘している。城陽市においては民間井戸についても井戸数と揚水量、ストレーナー位置が把握されており、これらのデータを用いてモデルに与えるべき揚水量の地点と深度を決定している²⁶⁾。このモデルを用いて、上水道用井戸揚水量の影響評価を行い、複数の井戸からの揚水の増加によって周辺地下水位の低下影響を評価している。さらに、北岡ら²⁷⁾は城陽市では現在上水道用水のうち地下水の占める割合は約 80% にのぼっていること、そのため地下水汚染に対しては十分な対策が必要となることを指摘し、城陽市域における 3 次元地質モデルと 3 次元地下水浸透流解析を行い、地下水汚染を想定した移流・拡散挙動についても検討している。

また、北岡らは、多くの酒造会社が立ち並ぶ伏見地域において平成 19 年度から建設が開始されて合流式下水道管の改善を目的とした下水管の敷設工事に伴う、

地下構造物が周辺の井戸の地下水位に及ぼす影響を検討している。まず、伏見地域における解析地層モデルを作成し、浸透流解析を行い、伏見地域における地下水流動挙動を推定した。解析の精度を検討するために、実際の地下水頭と解析結果より得た地下水頭を比較することにより、モデルの妥当性の検証を行った。そして、当該地域に新たに施工された地下構造物が及ぼす周辺の井戸に対しての、地下水位への影響が少ないことを解析結果より確認している²⁸⁾。

京都盆地の地下水水質に関しては、黒田ら²⁹⁾は京都盆地中央部の地下水位とCaイオン、N/P比等に基づいた水質の経年変化を解析している。向井ら³⁰⁾は京都盆地中央部で一般に水利用が公開されている井戸の1回の採水試料の化学分析を行い、溶存化学成分の構成比率の特性について解析を行っている。斉藤ら³¹⁾は桂川右岸域を対象とした1991年と2004年の2回の水質調査に基づき、電導度・陰イオン性界面活性濃度等の主として生活排水に係る水質項目に関しては小畑川流域の地下水水質および小畑川の河川水質が改善していること、2回の観測期間の間に水質分布が大きく変化していることを明らかにしている。この研究では、京都盆地の地下水水質について1991年と2004年に実施された多くの井戸水観測データを解析し、その結果として、電導度、陰イオン性界面活性濃度等の主として生活排水に係る項目に関しては、小畑川流域の地下水水質、小畑川の河川水質は改善されて、水質分布は大きく変化していることを指摘している。その主な原因としては、下水道普及率の上昇が考えられ、下水道の整備は表流水質の改善のみでなく、浅層地下水質の改善にも有効である可能性を示している。しかし、DOやMn濃度に関しては、前回調査とくらべて水質分布は大きく変化しておらず、小畑川右岸は、山から涵養される酸素を多く含んだ地下水の影響を受けて、DO濃度の高い比較的良好な水質の地域であり、桂川右岸は比較的水質が悪化した桂川からの浸透水の影響を受けて、DO濃度が低く水質が悪化した地域であるという傾向に変化がないことを示している。

2.6 気候変動の影響予測に関する研究

地球規模の気候変動は地域水系に多大な影響を及ぼすことが予想されている。将来的な水資源としての地下水利用可能性やその保全対策を検討・実施するためには、地下水利用実態と地下水位変動を把握するとともに水質汚濁状況についても十分考慮する必要がある。特に地下水は一旦汚染されると短期間での水質改善は困難であり、汚染状態は長期間に及ぶため、水資源の安全な利用の観点からも地下水質の継続的な監視が求められるとともに、気候変動等の自然要因や揚水量変動等の人為的要因を含めた将来的な水位・水質の時空間的な分布特性の解析が重要となる。

小倉³²⁾らの研究では、地球温暖化の陸水生態系へ与える影響について既存の研

究事例をまとめ、考察した。温暖化・乾燥化に伴い、湖沼へ流入する河川水量の減少、湖水滞留時間の増大、湖水での硫酸還元・脱窒・生物活性の増加などにより湖水のアルカリ度の増加やpH上昇が認められている。また、氷河が後退し、集水域土壌・岩石の風化や酸化が進み、湖水へ流入する塩基性陽イオンの増加により湖水のアルカリ度の増加やpH上昇も報告されている。一方、集水域土壌の硝化活性が増大することにより、渓流水の硝酸イオン濃度の増加が認められている。さらに、都市湧水の水質変化と温暖化との関連についても検討されている。

地球温暖化に伴う気候変動を考慮すると、渇水発生頻度の増大により、地表水取水量が制限され、これに伴う地下水への依存度が高まることによる地下水の水量・水質に及ぼす悪影響や地下水基盤沈下の増大が懸念される³³⁾。さらに、海水上昇より沿岸部地下水の塩分化が拡大し、飲料水等地下水利用への支障も懸念されている。日本を含む中緯度域においては渇水の発生頻度が高まるので、水資源の確保は重要であり、地下水への依存の拡大により、地下水の量・質的管理は重要な課題となっている。

地球規模の気候変動が水資源利用を伴う生産活動に対して様々な影響があることが指摘されている。農業生産活動においては、特に水稻の生産量が増減する地域や収穫時期の変更に伴い、灌漑期が変更され、それに伴い地下水利用量や利用時期の変化が予想される。また、農地土壌においては、一部地域での地下水の上昇が土壌塩類化を促進したり、土壌微生物増加による土壌有機物の無機化³⁴⁾が進行するなどして、灌漑水量および灌漑方法の変更が必要となる。林業活動においては、仮に降水量が一定で気温のみ上昇する場合には、土壌水分条件が変化し、植物生産力が低下することで、土壌中水分量や地下水涵養量が変化することが予想されている。沿岸域では、地下水と海水との交換が促進され、地下水の塩水化が進行するとともに、汽水域での地下水湧出量が減少することで沿岸湿地帯が消失し、沿岸域での水産業活動にも影響を及ぼすことが予想されている。

地域水系に及ぼす気候変動影響については河川表流水系を対象とした研究が近年多く見られる。井本ら³⁵⁾はGCM出力をベースに分布型流出モデルを用いて、国内外の河川流域を対象にした解析を実施し、気候変動により流量偏差の拡大、ピーク流量の増大および洪水被害の増大が予測され、ダム等を有効に活用した流域管理の必要性を指摘している。立川ら³⁶⁾も同様にGCM出力と分布型流出モデルを用いて、最上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について解析し、融雪流出量の変化や低頻度の洪水ピーク流量が増大する可能性を示し、将来的な貯水池管理方式の変更や必要となる河川整備のレベルなどの適応策・対応策に結びつく知見を得ている。

気候変動は降水・蒸発散・表流水・浸透等を通して地下水環境にも大きな影響を及ぼす。IGES白書³⁷⁾では、アジア太平洋地域の地下水水資源への影響として、

一部地域での地下水涵養能力の低下，降水量変動が大きくなり利用可能な表流量に格差が生じるための地下水利用の増大，海面上昇に伴う沿岸地域地下水の塩水化が予想されることを指摘している．今井ら³⁸⁾は海水準が低下した場合には沿岸部地下水位も低下して塩分濃度の侵入範囲が拡大すること，氷期における涵養量の減少を考慮した地下水流動解析に基づき地下水位が低下するとともに，塩分濃度の変化は比較的小さいことを明らかにしている．このように，モデルを用いて降水量と気温の変動がもたらす直接的な水環境への影響を定量評価する研究が進められている．

気候変動が水資源全般に及ぼす影響については，かなり前から認識されているが，地下水に関する研究はあまり行われていない³⁹⁾．地下水に関連する気候変動影響に関する研究^{41),42)}としては，降水と気温パターンの変動により生じると見られる直接的な影響を定量化することに，主眼が置かれてきた．こうした研究において利用されるモデルは多様であり，例えば，土壌－水バランスモデルを用いて蒸発散等の影響を中心にしたもの⁴³⁾，実証モデルを用いて水資源対策等の効果を評価したもの⁴⁴⁾，概念モデルを用いて簡略化した水収支の算定をもとに対策効果を検討したもの⁴⁵⁾，さらに複雑な分布型モデルを用いて降雨流出過程を中心とした水循環過程について解析したもの⁴⁶⁾など，さまざまなモデル化の技術が利用されているが，これらの研究のすべてが，降水と気温以外のパラメータが一定であると仮定した上で，地下水涵養に及ぼす影響を評価している．

2.6.1 気候変動が地下水資源に及ぼす潜在的影響の事例

気候変動が地下水資源に及ぼす影響については以下のようにまとめられる³⁷⁾．

(1)直接的影響：

- ・ 降水及び蒸発散の期間，量，程度の変動によって涵養率が増減．
- ・ 海拔の低い河口デルタでは，海面上昇により塩水が内陸及び河川の上流に侵入．
- ・ 酸化炭素濃度の変動が，二酸化炭素の溶解及びカルスト形成に影響．

(2)間接的影響：

- ・ 土地被覆（自然の植生・作物）の変化によって涵養率が増減．
- ・ 洪水や干ばつの増加により表流水への依存度が低下し，地下水の取水が増加．
- ・ 洪水の頻発化が，沖積地の帯水層の地下水質に影響．
- ・ 土壌の有機炭素の含有量の変化が，帯水層上の浸透特性に影響．

(3)気温及び降水の変動による潜在的影響

気温と降水の時間的・空間的な変化は，帯水層における表層部分の水力学的な境界条件を変え，最終的には，水収支に大きな変化をもたらす．例えば，降水量，降水時期及び降水パターンの変化はすべて，帯水層への涵養量と涵養時期を判断

する上で重要な要素である。2080 年から2100 年までの間の大気・海面グローバル循環モデルに連結させたMRI-CGCM2.3.2 の結果では、中央アジアにおいて気温が3.5～4.5℃上昇し、降水量が減少することが示されている。南アジアでは、気温が2.5～3.5℃上昇し、降水量は増加すると予測されている。降水量の変動については、中央アジアでは約1 mm/日の減少、南アジアではほぼ同量の増加が予測されている。降水量の変化により、表流水の量はさらに不確実性が高まり、台湾で行われているような、「確実性の高い」地下水資源の開発への転換が促進されるものと見られている⁴⁷⁾。また、干ばつや強雨の頻度の変化が、帯水層の水位に影響することも予測されている。干ばつにより水位は低下するが、これは降水量の減少に加え、蒸発量が増加し、さらに表土の乾燥の進行に伴い浸透量が減少することが原因である。逆説的ではあるが、高地では豪雨化が地下水の涵養量の減少につながる場合がある。これは降雨の大部分が吸収されずに流出してしまうためである。同様に、強雨の頻発によって洪水の程度及び頻度が高まり、氾濫原の中には地下水の涵養量が増加するところも現れる。

2.6.2 海面上昇による地下水質の劣化

地球の気温が上昇するに従って、氷床や氷河の溶解による海水面の上昇が予測される。海水面の上昇により、低地の河川デルタでは、内陸や河川上流への塩水の浸入が引き起こされる。また、塩分濃度の上昇は、表流水や地下水の供給を妨げ、都市部における水供給、生態系、沿岸域の農地に被害をもたらす⁴⁸⁾。さらに、降水量の減少による地下水位の低下が、海面上昇による影響をさらに増大させる。沖積地における帯水層の塩水化は、深刻ではない場合もあるが、石灰岩の帯水層では濃度が高くなる。地下水の涵養率、流量、流出量が低下し、帯水層の温度が上昇することによって、細菌、農薬、栄養塩、金属による汚染度が高まる可能性がある。同様に、洪水の増加によって、都市廃棄物及び農業廃棄物が地下水系、特に不圧帯水層に流入した場合には、地下水質がさらに悪化する。

気候変動が地下水に及ぼす影響を最小化することは容易ではない。第一段階として、適応策を水管理計画に組み入れ、既存の管理システムや対策の強化を図り、顕在的・潜在的な影響に対処することが必要である。地下水の保全、地下水の生態系の維持、水の地下貯蔵という観点から、帯水層における地下水量を増加させる必要がある。第二段階では、水源を分散して、特に干ばつ時の水不足のリスクを抑えるため、水環境の保全を推進する。そして第三段階では、適応策を推進するための制度面の整備が必要であり、実現可能な地下水管理を対策の構造や制度の選択等について検討する必要がある³⁷⁾。特に、アジア太平洋地域の一部では、気候変動と大気中のCO₂濃度の上昇が、最初のうちは森林及び植生に有益な効果

を与えるとされている。植生変化のシナリオは、地下水の涵養に直接また間接的に影響を及ぼす。例えば、チベット高原では、大草原地帯と砂漠地帯の生物群系が減少し、針葉樹、広葉樹、常緑広葉樹の森や低木林が広がることが予測されている。森林の拡大によってチベット高原の地下水の涵養が増加し、下流における河川の流れが変わる可能性がある³⁷⁾。

また、大気中のCO₂濃度の上昇から生じる降水と気温の変化が、地中の不飽和帯を通過する水の浸透率を上昇させる可能性がある。CO₂濃度の上昇による植物、地下水及び不飽和帯への影響のシュミレーション・モデルをオーストラリアの亜熱帯及び地中海性気候の地域に適用したところ、亜熱帯地域では、降水頻度及び降水量の変化による影響が大きく、地中海性気候地域では、気温変化の影響をより強く受けることが明らかになった。いずれの地域でも、地下水の涵養率には非常に大きなばらつきがあり、地中海性気候の地域では、75～500%上昇し、亜熱帯地域では、34%低下したところから119%上昇したところまでであった⁴⁹⁾。

帯水層における炭素隔離は地下水の汚染を引き起こし、予測不能な影響を人の健康に及ぼす可能性がある⁵⁰⁾。二酸化炭素が地下水に入り込むと地下水の酸性度が高まり、鉛などの有毒物質が岩石から水に溶出するため、地下水が利用できない状態になる恐れがある。こうしたリスクへの対応・管理には、土壌や地質に加え、地下水の酸性度を上昇させない最適な隔離量についてのさらなる研究が必要となる。

参考文献

- 1) 国土交通省：土地水資源，地下水利用と地盤沈下の現況，
<http://www.mlit.go.jp/tochimizushigen/mizsei/chikasui/genjou.html>.
- 2) 国土交通省：日本の水資源，平成22年度版，2010.
- 3) 小野田 都：地下水の利用に関する調査研究—健全な水循環系の構築に向けて—，名古屋都市センター研究報告，H17.
- 4) 城戸由能：京都の地下水利用と水環境，京のみやこの環境防災学，京都大学防災研究所特定研究集会 23C-02，pp.49-57，2011.
- 5) 千葉県松戸市・防災協力民間井戸制度(災害時における飲料水等の供給の協力に関する協定)，京都市・災害時協力井戸制度，京都府宇治市・災害時協力井戸登録制度，など.
- 6) 馬場俊幸・江頭和彦（2005）：化学工場等における土壌・地下水汚染の発生原因と防止対策，九大農学芸誌，Vol.60，No.1，pp.35-47.
- 7) 環境省環境管理局水環境部（2002）：平成12年度土壌汚染調査・対策事例及び

対応状況に関する調査結果.

- 8) 松坂総一郎 (2003): 土壌・地下水汚染調査と浄化事例, 資源地質, 53(2), pp.153~160.
- 9) 総合研究開発機構: 地下水管理における「京都方式」の研究, (株)システム科学研究所報告書, 1986.
- 10) 楠見晴重, 城陽市の地質と地下水流動特性についてー環境に配慮した持続的な地下水利用に向けて, 第6回 城陽市環境フォーラム, 2008.
- 11) 環境省: 中央環境審議会総合政策部会公害防止計画小委員会第18回会合, 環境省中央環境審議会, <https://www.env.go.jp/council/02policy/y022-18a.html> (参照2010/02/15), 2008.
- 12) 大山崎町: 地下水汚染に関する調査委託報告書, 1982.
- 13) 関西地盤情報活用協議会: 新関西地盤ー京都盆地, 2007.
- 14) 楠見晴重・中村 真: 京都盆地における複数の揚水井戸が地下水に及ぼす影響, 地盤工学ジャーナル, pp.371-381, 2010.
- 15) 安原正也・稲村明彦・林 武司, 「都市域の地下水システムの研究」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター第11回シンポジウム, pp.7-10, 2008.
- 16) 産業総合研究所: ホームページ, <http://www.aist.go.jp/GSJ/HomePageJP.html>.
- 17) 新藤純子, 岡本勝男, 佐藤洋平: 農業環境技術研究所, 食料生産・消費に伴う環境への窒素流出と水質汚染の変化を推定するモデルを開発ー将来の食料需給や農業生産の変化が環境に与える影響の予測への利用が期待ー, 農業環境技術研究所, http://www.niaes.affrc.go.jp/techdoc/press/090818/_press090818.html, 2009
- 18) 中村高志, 長田淑美, 風間ふたば: 水素・酸素および窒素安定同位体組成からみた甲府盆地東部地下水の涵養源と硝酸イオン濃度分布特性, 水環境学会誌, Vol.31, pp.87~92, 2008.
- 19) 島田 允堯: ヒ素に汚染された地下水の起源と問題点, 資源地質, Vol.53, No.2, pp.161-172, 2003.
- 20) 藤原拓・大年邦雄・唐心強・山辺敬介: 沿岸施設園芸地帯における地下水水質の多変量解析による類型化に関する研究, 水環境学会誌, Vol.24, No.11, pp.724-732, 2001.
- 21) 栃本博・関山登・矢口久美子・瀬戸博: 多変量解析による伊豆大島水源地下水の水質特性の解明, 水環境学会誌, Vol.28, No.12, pp.759-767, 2005.
- 22) 石田聡, 東 一樹, 土原 健雄: 河川水中のラドン濃度測定による地下水湧出の推定ー京都府亀岡盆地を例として, 農村工学研究所技報, (209), 7-15, 2009.
- 23) 藪崎志穂・田瀬則雄: 土壌水の酸素・水素安定同位体比鉛直プロファイルの

- 形成過程について，筑波大学陸域環境研究センター報告，No.8，17-26，2007.
- 24) 久保田治夫，田渕俊雄，高村義親，鈴木誠治：湖岸水田の水収支と物質（N.P）収支，農業土木学会論文集，No.84，pp.22-28，1979.
- 25) 吉永育生：農業用調整池ならびに水田湛水中の水質環境の形成に関する研究，農工研報，第47号，pp.1～48，2007.
- 26) 北岡貴文，楠見晴重，京都府城陽市域における3次元地下水汚染シミュレーション解析，地盤工学会関西支部，地盤の環境・計測技術に関するシンポジウム，pp.71-78，2009.
- 27) 北岡貴文，楠見晴重，中村 真：京都市伏見地域における地下水保全に伴う地下構造物施工の影響に関する3次元シミュレーション解析，地盤の環境・計測技術に関するシンポジウム論文集，2010.
- 28) 北岡 貴文，楠見 晴重，中村 真：京都盆地における複数の揚水井が地下水性状に及ぼす影響と3次元揚水シミュレーション解析，地盤工学，Vol.V，No.61，pp.371-381，2011.
- 29) 黒田和男：地下水位・地下水水質年表から見る地下水動態の変遷と課題--京都盆地中央部の事例，地下水技術，Vol.50，No.10，pp.9-22，2008.
- 30) 向井浩・治田隆宏・田中里志：井水の化学成分に基づく京都盆地北部市街域の地下水系の解析，地球化学，Vol.43，pp.45-57，2009.
- 31) 斉藤卓弥・米田稔・森澤真輔：桂川右岸地下水の水質分布変化に関する研究，環境工学研究論文集，Vol.42，pp.81-90,2005.
- 32) 小倉紀雄：地球温暖化の陸水水質への影響，陸水学雑誌，61，59～63，(2000).
- 33) 宮下規：地下水利用及び基盤沈下対策の現状と課題，水環境学会誌，Vol.30，pp.2-6,2007.
- 34) 近年の気候変動の状況と気候変動が農作物の生育等に及ぼす影響に関する資料集，平成14年4月農林水産省，http://www.maff.go.jp/j/kanbo/kihyo03/gityo/g_kiko_hendo/eikyo/pdf/zenyo_1.pdf
- 35) 井本昂志・小尻利治・田中賢治・浜口俊雄：気候変動による流域水環境の変動特性に関する比較，京都大学防災年報，No.51B,799～813，2008.
- 36) 立川康人・滝野晶平・市川温・椎葉充晴：地球温暖化が最上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について，水工学論文集，第53巻，pp.475～480，2009.
- 37) (財)地球環境戦略研究機関(IGES)：アジア太平洋の未来戦略：気候政策と持続可能な開発の融合を目指して，2008.
- 38) 今井 久・塩崎 功・山下 亮・操上広志・新里忠史・安江健一・前川恵輔：気候・海水準変動が地下水流動に与える影響に関する解析的検討，ハザマ研究年報，<http://www.iges.or.jp/jp/pub/whitepaper2.html>，2007.

-
-
- 39) Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Climate Change 2001. Impacts, adaptation and vulnerability. Chapters 10, 11, 17 and 18. Contribution of Working Group II to the 3rd Assessment Report of the IPCC.
 - 41) Loaiciga H.A., D.R. Maidment, and J.B. Valdes. 2000. Climate-change impacts in a regional karst aquifer, Texas, USA. *J. Hydrol.* 227(1-4): 173-194.
 - 42) Croley, T.E. and C.L. Luukkonen. 2003. Potential effects of climate change on ground water in Lansing, Michigan. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 39(1): 149-163.
 - 43) Arnell, N. 1998. Climate change and water resources in Britain. *Climatic Change* 39(1): 83-110.
 - 44) Chen, Z.H., S.E. Grasby, K.G. Osadetz. 2002. Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model. *J. Hydrol.* 260(1-4): 102-117.
 - 45) Cooper, D.M., W.B. Wilkinson, N.W. Arnell. 1995. The effects of climate changes on aquifer storage and river baseflow. *Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol.* 40(5): 615-631.
 - 46) Yusoff, I., K.M. Hiscock and D. Conway. 2002. Simulation of the impacts of climate change on groundwater resources in eastern England. In: Hiscock K.M., M.O. Rivett and R.M. Davidson (eds) *Sustainable Groundwater Development*. Geological Society, London, Special Publications, No.193:325-344.
 - 47) Hiscock, K. and Y. Tanaka. 2006. Potential impacts of climate change on groundwater resources: From the High Plains of the U.S. to the flatlands of the U.K. *National Hydrology Seminar 2006 Water Resources in Ireland and Climate Change*.
 - 48) Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 1998. The regional impacts of climate change: an assessment of vulnerability.
 - 49) Green, T.R., B.C. Bates, S.P. Charles and P.M. Fleming. 2007. Physically based simulation of potential effects of carbon dioxide-altered climates on groundwater recharge. *Vadose Zone J.* 6:597-609.
 - 50) Jackson, R.B., E. G. Jobbágy, R. Avissar, S. B. Roy, D. J. Barrett, C. W. Cook, K. A. Farley, D. C. le Maitre, B. A. McCarl, B. C. Murray. 2005. Trading water for carbon with biological carbon sequestration. *Science* 310, 1944; DOI: 10.1126/science.1119282

第3章 京都盆地水系の地下水水質特性の時空間分布解析

3.1 はじめに

京都盆地水系における将来的な水資源の利用可能性や水環境保全を検討する上では、表流水のみならず地下水の水量・水質特性を明らかにするとともに、その利用状況や汚染源の把握が重要となる。研究対象領域である京都盆地では、清浄かつ豊富な地下水が古くから醸造業・染色業等の産業や茶道・華道などの文化を支える重要な水資源として利用されてきた。そのため、名水・名井として有名な井戸・湧水が存在したが、近代以降枯渇や水質悪化のために地下水利用を中止して水道水へ転換せざるを得ない場合もあった¹⁾。1980年代には大山崎町が管理する水源井戸の一部から水銀が検出されたため、その対策として大山崎町全域および長岡京市の一部を対象にした地下水水質についての調査が実施され、汚染源は過去の水銀含有の農薬であることが示唆されたが明確化されず、汚染井戸の採水深度の改良工事による対処療法的対策が実施された。平成19年度の水質調査においても砒素・水銀・窒素等の環境基準を超過している地点が存在している（表-1）²⁾。

本章では、国等の機関が行っている10年を超える長期間の地下水水質観測データと京都盆地南部域を対象とした独自の約2年間の集中観測データをもとに、地下水水質特性の時空間分布についての解析を行った。まず、国土交通省の地下水水質観測データと市区町村別の地下水揚水量データの特性を解析するとともに、集中観測データの特徴についてまとめた。さらに、国土交通省の地下水観測データについて、ヘキサダイアグラム分析とトリリニアダイアグラム分析を用いて観測各地点の溶存イオン特性に基づいた水質特性の類型化を行い、次いで他の水質項目を加えたデータについて主成分分析およびクラスター分析を行い、水質特性の類型化を行った。以上の結果から地下水水質の空間分布特性および経年的な類型変化について解析し、水質特性を形成する要因について考察した。

3.2 公共機関の地下水質観測データの解析

京都盆地内には、国土交通省による地下水観測が行われており、1976年以降の地下水位、1985年以降の年数回の採水水質分析データ³⁾が公表されている。観測地点を図3-1に、観測井戸特性を表3-2に示す。表3-2に見られるように観測井戸の地表からの深度は3.4～65.3mと幅が広く、帯水層の浅いところから深いところまで幅広く観測が行われている。

表 3-1 京都盆地内の地下水水質環境基準超過確認地点²⁾

汚染物質	地点数
砒素	京都市:3地点
水銀	宇治市、八幡市:各1地点
テトラクロロエチレン	京都市:3地点、宇治市:3地点、長岡京市:1地点
硝酸性・亜硝酸性窒 ほう素	京都市:5地点、宇治市:1地点 八幡市の1地点

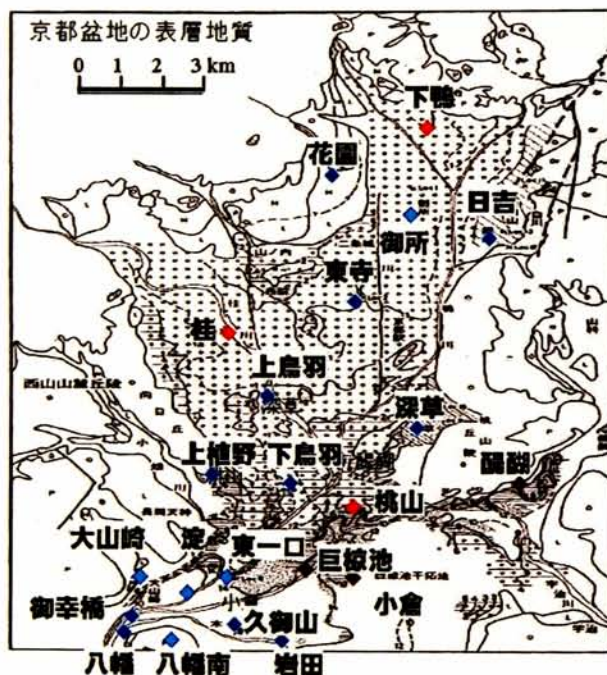


図3-1 解析対象とした地下水観測井戸地点³⁾

表3-2 国土交通省の地下水観測井戸の基盤高・井戸深度・ストレーナー深度³⁾

観測 地点名	地盤高 [T.P. +m]	井戸 深度 [G.L.-m]	スレーナ 深度 [G.L.-m]	観測 地点名	地盤高 [T.P. +m]	井戸 深度 [G.L.-m]	スレーナ 深度 [G.L.-m]
花園	43.0	22.2	1.5-21.2	下鴨	69.2	15.1	3.6-15.1
醍醐	27.1	12.2	8.2-12.2	御所	45.6	15.1	3.6-15.1
上植野	15.9	12.2	6.9-11.9	上鳥羽	16.9	58.0	45.7-57.7
日吉	73.5	16.1	0.0-16.1	淀	13.1	15.2	6.2-15.2
桃山	12.5	3.4	0.0-3.4	岩田	15.3	59.0	32.7-47.7
巨椋池	10.3	36.4	10.3-36.3	久御山	13.0	30.2	10.7-28.2
小倉	10.6	11.2	5.9-11.2	八幡南	14.6	30.0	10.7-29.7
御幸橋	16.9	30.0	22.0-30.0	下鳥羽	31.4	49.2	37.2-49.2
大山崎	14.3	22.0	15.5-21.0	深草	32.7	19.2	8.7-19.2
八幡	15.1	40.0	52.0-65.0	東寺	27.2	65.3	53.3-65.3
桂	23.3	15.0	4.0-15.0	東一口	12.2	50.2	37.2-50.2

表 3-3 観測井戸における主要水質項目の最高・最低・平均濃度(単位: mg/L)

項目	最高値	最低値	平均値
T-N	3.67 下鴨	0.09 岩田	1.05
T-P	3.32 八幡	0.02 小倉	0.29
K	11.20 淀	1.34 上鳥羽	3.07
EC	77.63 醍醐	7.67 日吉	23.68
COD	5.99 深草	0.51 桂	2.31

地下水観測データの欠測等にもとづいて 1992～2002 年の水質データについて解析を行った。観測は年 4 回(2・5・8・11 月)実施されているが、毎年 8 月に主要な溶存イオン類を含む 26 項目、他の 3 回は電気伝導度等の 17 項目の水質分析に限定されているため、今回の分析には 8 月期のみを用い、欠測等により 22 地点に限定されるが、他研究と比較して空間密度が高いことが本解析の特徴のひとつである。主要な水質項目の最高・最低・平均濃度を表 3-3 に示す。また、市町村別および京都市区別の工業用水と上水道の地下水揚水量データと地下水位との関係性を解析した。ただし、農業用水については経年的な変化を定量的に把握したデータが見つからなかったため、今回の解析対象から省いている。

3.2.1 観測地下水位の地域別経年変動の解析

地下水位の地域特性を把握するため、地下水観測井を地域的に 6 つのグループに分類した(図 3-2、表 3-4)。グループ分けにおいては観測井戸の存在する地域特性を考慮した。また、地下水位の経年変動傾向を明らかにするために、観測井ごとに平均水位を用いて地下水位を標準化している。

地下水揚水量の経年変化と比較を行うことで、地下水位変動と揚水量の関係について考察を行う。ただし、農業用水の地下水揚水量の年間変動はほぼ横ばいであると考えられるため、ここでは地下水揚水量として工業用水⁴⁾、水道用水⁵⁾に焦点を当てて考察を行うものとする。

以下、各グループごとの特徴をまとめる。

(1)グループ A:盆地北部[下鴨, 御所, 日吉, 東寺, 花園]

各観測井の標準化地下水位および当該地域(北・右京・上京・左京・中京・東山・下京区)の地下水揚水

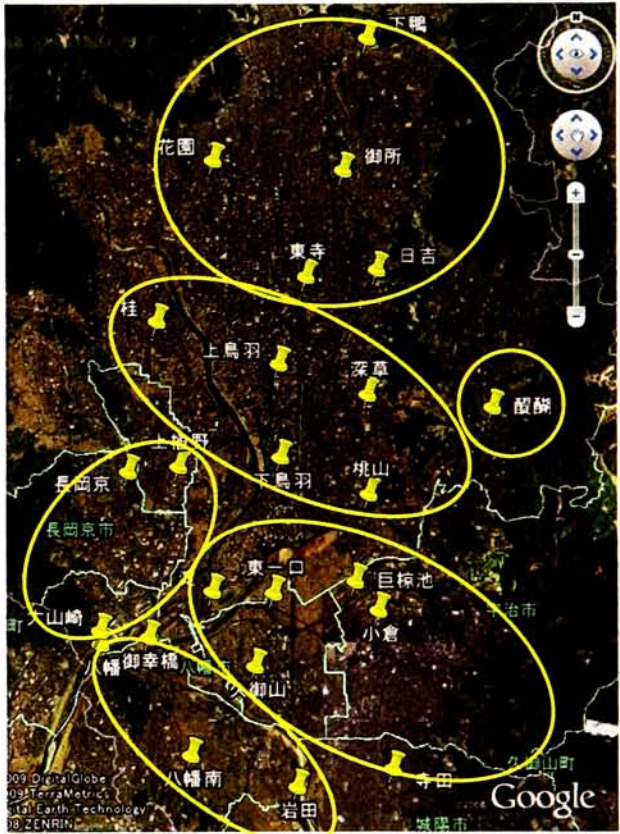


図 3-2 京都盆地内の地下水観測地点 (下図 Google Earth 参照)

表 3-4 観測地点のグループ分け

グループ		地下水観測井
A	盆地北部	下鴨(左京区), 御所(中京区), 日吉(東山区), 東寺(下京区), 花園(右京区)
B	盆地中央部	上鳥羽(南区), 下鳥羽・深草・桃山(伏見区), 桂(西京区)
C	盆地南西部	上植野(向日市), 長岡京(長岡京市), 大山崎(大山崎町)
D	盆地南東部	寺田(城陽市), 小倉・巨椋池(宇治市), 淀(伏見区), 東一口・久御山(久)
E	盆地南中央部	岩田・八幡南・八幡・御幸橋(八幡市)
F	盆地中東部	醍醐(山科区)

量を図 3-3 に示す。この地域の地下水揚水は工業用のみで中京区が主であり、他区は極めて少ない、その揚水量は 1980 年代に急激に減少し、1980 年代後半から 1990 年代前半はやや横ばい傾向であったが、1990 年代中盤から再び減少している。一方、地下水位は花園地点の一部の期間(1988, 1997)を除き対象期間の前半はほぼ横ばいで推移し、1990 年代からやや上昇傾向が見られる。

(2)グループ B:盆地中部[上鳥羽, 下鳥羽, 深草, 桃山, 桂]

各観測井の標準化地下水位および当該地域(南・伏見・西京区)の地下水揚水量を図 3-4 に示す。この地域の地下水揚水も工業用のみで、1980 年代から経年的に減少傾向を示している。これに対して、観測井の地下水位は 1980 年代から明らかに上昇傾向を示している。

(3)グループ C:盆地南西部[上植野, 長岡京, 大山崎]

各観測井の標準化地下水位および地下水揚水量(向日市・長岡京市・大山崎町)を図 3-5 に示す。上植野では若干増加傾向、大山崎は減少傾向を示している。長

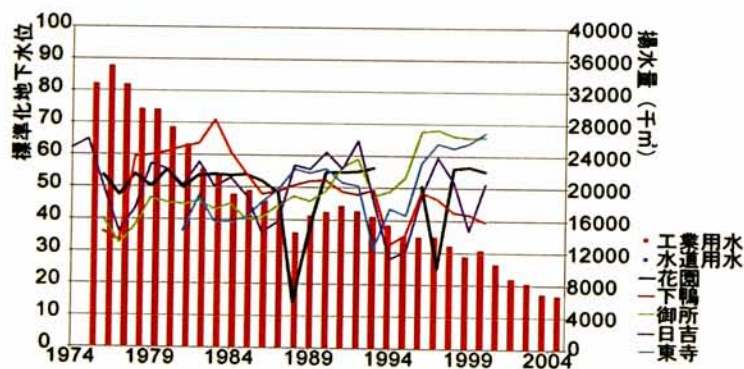


図 3-3 地下水位および揚水量の経年変化
(グループ A)

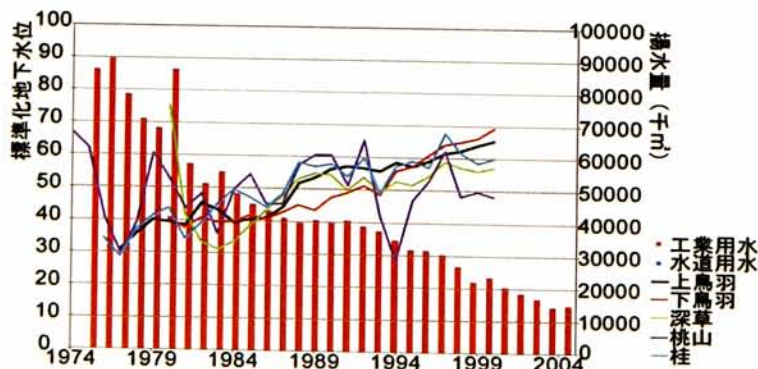


図 3-4 地下水位および揚水量の経年変化
(グループ B)

岡京では 1993 年まで減少傾向、その後は増加傾向を示している．一方，対象地域の地下水揚水量は，工業用水は減少傾向が見られ，水道用水は 2000 年の乙訓浄水場完成を境に地下水利用が大幅に減少している．工業用水と水道用水の取水地域の分布の違いが観測井の地下水変動に影響を及ぼしていると推定されるが，揚水地点が特定できないため，明確な判断は困難である．

(4)グループ D:盆地南東部[寺田，小倉，巨椋池，淀，東一口，久御山]

各観測井の標準化地下水位および地下水揚水量（城陽市・宇治市）を図 3-6 に示す．当該地域に多くの向上が立地するとともに宇治市・城陽市では水道用水としての地下水揚水量が増加しているため，観測井の地下水位は 1970 年以降，多少の増減はあるものの概ね減少傾向を示している．

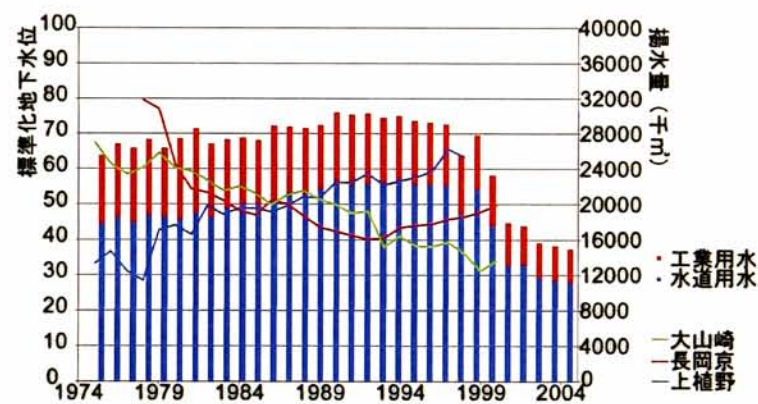


図 3-5 地下水位および揚水量の経年変化
(グループ C)

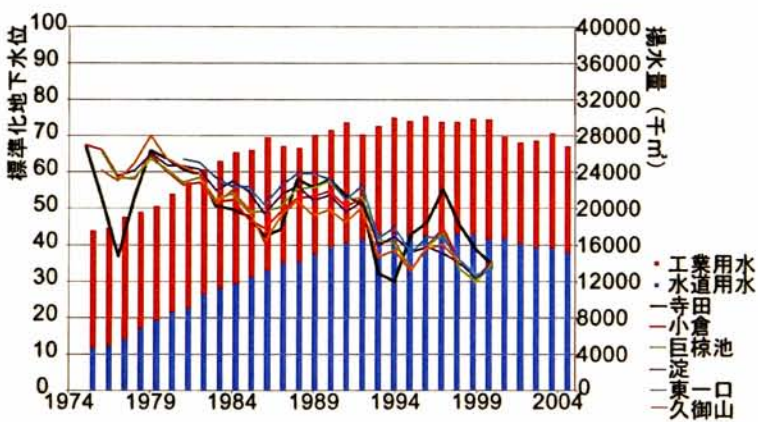


図 3-6 地下水位および揚水量の経年変化
(グループ D)

(5)グループ E:盆地南中央部[岩田, 八幡南, 八幡, 御幸橋]

各観測井の標準化地下水位および地下水揚水量（八幡市）を図 3-7 に示す。地下水位は減少傾向を示している。この地域では、地下水揚水量の大半を水道用水が占めている。そのため、水道用水としての地下水利用の増加の影響で、地下水揚水量が増加傾向を示している。つまり、水道用水の地下水利用の増加が、地下水位の減少を引き起こしていると考えられる。しかし、2000 年以降は水道用水としての地下水揚水量が低下を示しているため、今後地下水位は横ばいあるいは上昇傾向を示すと考えられる。

(6)グループ F:盆地中東部[醍醐]

観測井の標準化地下水位および地下水揚水量（山科区）を図 3-8 に示す。醍醐は京都盆地に隣接する山科盆地に位置し、他地点とは大きく異なる地下水特性を示している。地下水揚水量が対象期間内に大きく変動しているが、地下水位の変動は一部の期間を除いて緩やかである。地下水位が大きく変動する 1993～1996

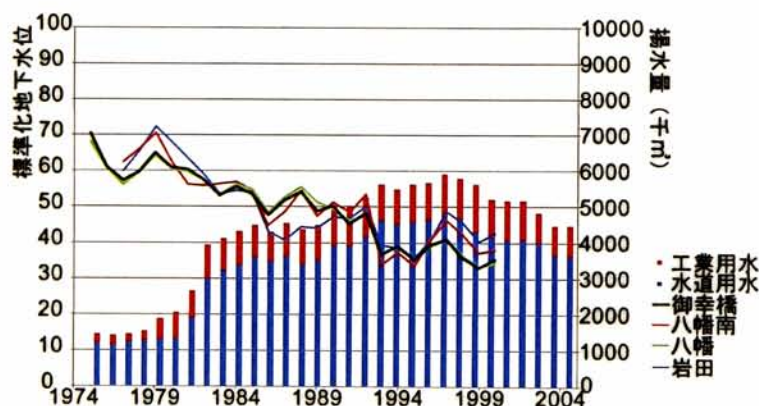


図 3-7 地下水位および揚水量の経年変化
(グループ E)

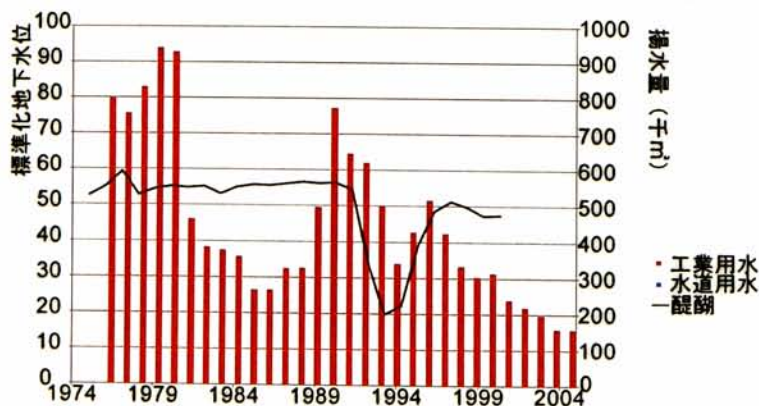


図 3-8 地下水位および揚水量の経年変化
(グループ F)

年には京都市営地下鉄東西線の建設事業が進められており、これによって地下水位に大きな影響を及ぼした可能性が高い。同時期に井戸枯れや地下室への漏水等も報道されている。1997年以降醍醐地点の地下水位は一旦回復しているが、今後とも監視する必要が指摘される

以上、地下水位と地下水揚水量の関係を地域別に検討した結果、盆地北部中部は比較的帯水層厚が薄いため、涵養量と揚水量の収支が地下水位変動に与える影響が比較的短期間に現れている。これに対し、盆地南部の帯水層は一部で80mを超えるほど厚いので、揚水量の影響は長期間にわたる。また、地下水位は花園の一部年度を除き、ほぼ横ばいで推移している。また、地下水の水道用水としての利用はなく、工業用水としての利用においても、減少傾向ではあるものの揚水量自体は中京区が主に占めており、その他の地域は極めて少ない。そのため、これらの地区のように地下水揚水量が少ない場合、地下水位に影響を及ぼさないと考えられる。ただし、地下水の流動は非常に遅いため、地下水揚水量の減少が地下水位の明確な上昇をもたらすには数十年単位の長時間を要することが予想され、今後の地下水揚水量の動向や地下構造物建設等の影響についてはより長期間のモニタリングが必要となる。

3.2.2 観測地下水水質の経年変動の解析

各観測井戸では年4回（2・5・8・11月）水質調査されており、そのうち8月には詳細な水質項目の分析が行われている。地下水水質において特に重要と考えられる総窒素、硝酸態窒素、塩化物イオン、カリウムイオン、炭酸水素イオンの5項目について、欠測等の少ない下鴨・御所・深草・醍醐・下鳥羽・長岡京・淀・八幡南の計8ヶ所を抽出して解析した。なお、塩化物イオンのみ年4回、他の項目は年1回の測定が行われている。

(1) 窒素

硝酸性窒素(NO_3)および亜硝酸性窒素(NO_2)は地下水の水質環境基準として設定されている項目であり、その基準値は両者の総量が10[mg/L]以下である。これらは自然状態では合計5.0[mg/L]以下であり、これを越える地下水には農地における化学肥料の投与や畜産排水や生活排水等、人為的な土壌汚染の影響が考えられる。高濃度硝酸性窒素の人体影響としては、乳幼児のチアノーゼ症状、発がん性物質生成などが指摘されている。京都盆地では農地が多い南部域で比較的高い値を示すと思われたが、下鴨および御所地点で高い値を示している（図3-9、図3-10）。しかし、両地点とも水質環境基準値を満たしており、数値的にもそれほど突出した値ではない。特に、硝酸態窒素は経年的に明らかに減少傾向を示してい

る(図3-10)。ただし、総窒素はかならずしも減少傾向を示しておらず(図3-9)、溶存態窒素のほとんどを硝酸態窒素が占めることを考えると、他形態の窒素、特に有機態窒素の割合が増加していることが推定される。夏季8月の採水分析結果であることも考え合わせると、地下水とりわけ浅井戸では井水中の微生物活動が盛んである可能性が高い。

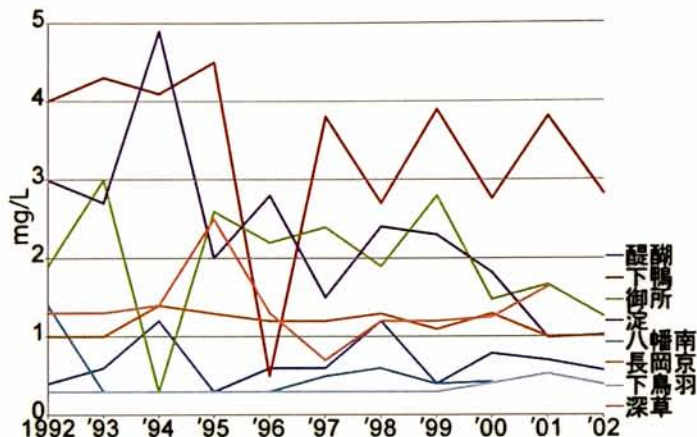


図3-9 代表観測地点の総窒素濃度経年変動

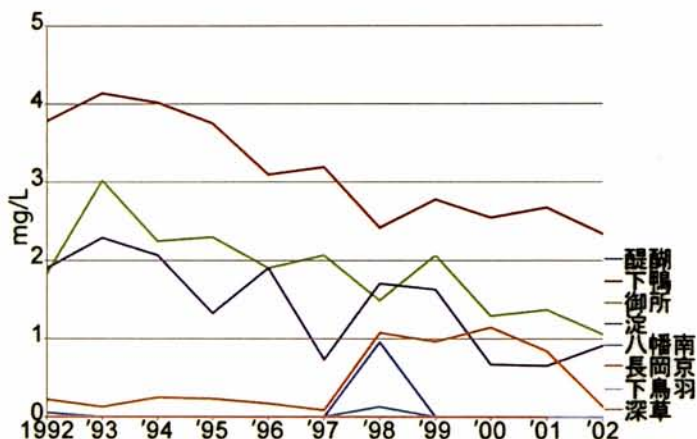


図3-10 代表観測地点の硝酸態窒素濃度経年変動

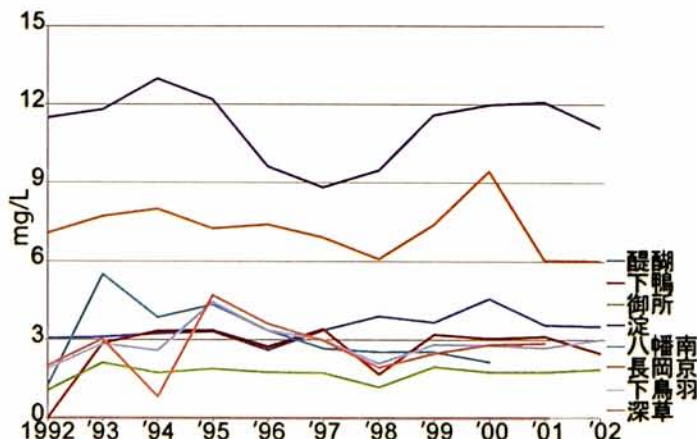


図3-11 代表観測地点のカリウムイオン濃度経年変動

(2)イオン項目

測定されている陽イオン類 (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) は概ね経年変動の少ない同様の傾向を示している。1 価の陽イオンの例としてカリウムイオンの経年変動を図 3-11 に示す。カリウムイオンについての水質環境基準は定められていないが、一般的な河川・地下水中の濃度は $1.0\sim 2.0[\text{mg/L}]$ 程度とされている。京都盆地南西部に位置する淀・長岡京の 2 地点のカリウムイオン濃度が他地点と比較して明らかに高い。また、盆地南東部の桃山地点は観測期間 10 年間で減少から増加傾向を示している。カリウムイオンも窒素と同様に主な肥料成分であり、南部地域で比較的高い値を示しているのは農地が多い地域特性を示しているものと考えられる。醍醐地点はカルシウムイオン等の 2 価の陽イオン類の濃度が高く、地下水位変動と同様に他の観測地点とは地下水特性が異なることを示し、特にマグネシウムイオンは粘土層などの地質由来であることが報告されており、表層地層図 3-1) で確認すると、伏見・桃山地区から山科盆地にかけて沖積世粘土層があることが確認できた。

測定されている陰イオン類は Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} の 3 項目である。醍醐地点の硫酸イオン濃度は他地点と比べて明らかに高く、これも地質の影響と考えられる。炭酸水素イオン濃度(図 3-12)は他地点と比べてやや高い程度であるが、経年変動については特定年度の測定値が非常に小さい値となっており、経年的にはやや減少傾向を示し、近年では他の観測地点と同等の濃度となっている。炭酸水素イオンの供給源の多くは河川からの涵養水と考えられており、盆地中央部の観測地点では経年的にやや増加傾向が見られ、鴨川・宇治川等の河川からの涵養の影響が大きいと考えられる。醍醐地点が属する山科盆地には山科川のみが流れており、周囲を音羽山・比叡山・京都東山に囲まれた小盆地であり、地下水の主な涵養源は山地部の降水浸透と考えられるので、炭酸水素濃度は京都盆地内観測地点とは異なる経年変動を示していると考えられる。

塩素イオン濃度の測定結果を図 3-13 に示す。塩素イオン濃度の水質環境基準は $200[\text{mg/L}]$ 以下であり、対象領域でこの値を超える地点は見られなかった。塩素イオン濃度については年 4 回の測定があり、各観測地点で季節変動が見られ、概ね 5 月期の値が高く、経年的な変動傾向は見られない。地下水中の塩素イオンは土質中の塩化物、特に海生堆積層からの供給があるとともに、人為的な汚染源として下水処理場からの放流水の影響を受けた河川水からの涵養が挙げられる。このため、京都市鳥羽処理場・吉祥院処理場および桂川右岸流域下水道洛西浄化センターが位置する、盆地中央部および南西部にある下鳥羽・深草・長岡京の 3 地点では河川を経由した人為的な影響が高いと考えられる。

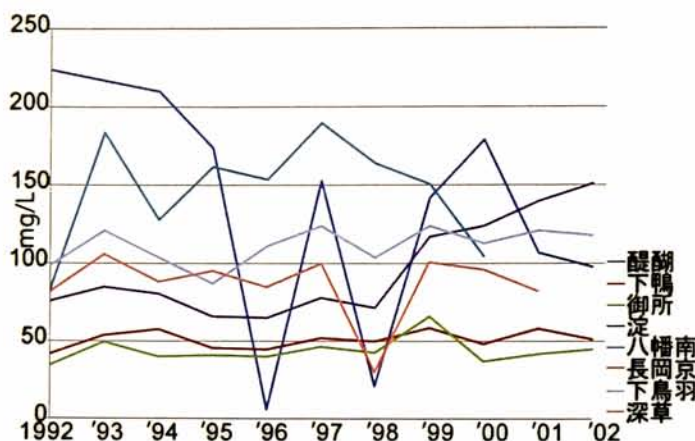


図 3-12 代表観測地点の炭酸水素イオン濃度経年変動

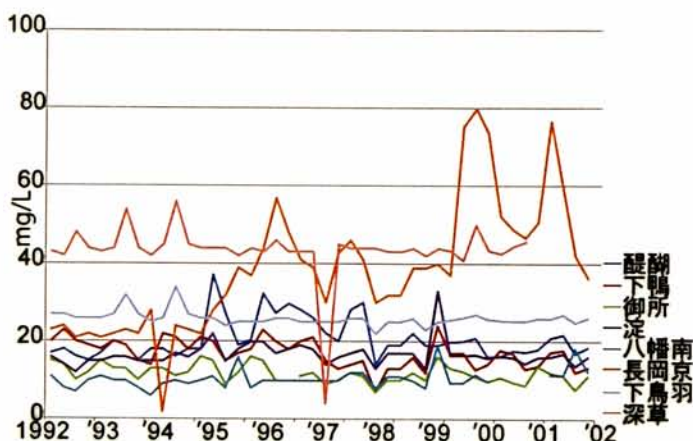


図 3-13 代表観測地点の塩素イオン濃度経年変動

以上のように、京都盆地の地下水水質は現在のところ急激に水質が悪化している地点は確認できていないが、汚染源として、農地の施肥、下水処理水、地質などの影響を複合的に受けているので、将来的な土地利用変化や人口動態を考慮しつつ継続的なモニタリングが必要といえる。

3.2.3 集中観測結果にもとづく短期間の水質特性の解析

2009年12月から2011年12月まで京都盆地南部の伏見・桃山地区において民間所有の5箇所の井戸に自記水位計および自動水質計を設置して水位・水質の連続観測を実施した。また、周辺河川等表流水を含めて月2回程度の採水分析を行い、窒素や主要イオンを含む多項目の水質分析を行った。

自記水位計（HOBO社製、U-20）を用いて10分間隔の水位、および自動水質計

(堀場製作所社製：W-23XD) による 20 分間隔の水質自動計測を行った。水質計の測定項目は、pH・COND (電気伝導度[S/m])・Temp (水温[℃])・DO (溶存酸素量[mg/L])・ORP (酸化還元電位[mV])・TDS (全溶存固形物量[mg/L])・TURB (濁度[NTU])・塩化物イオン[mg/L]・硝酸イオン[mg/L]・カルシウムイオン[mg/L]である。また、採水試料についても実験室内において同じ水質計による測定も行った。採水水質分析項目は、全有機態炭素 (TOC; Total Organic Carbon), 懸濁態有機態炭素 (POC; Particle Organic Carbon), 溶存態有機態炭素 (DOC; Dissolved Organic Carbon), 全窒素 (T-N; Total Nitrogen), 懸濁態窒素 (P-N; Particle Nitrogen), 溶存態窒素 (D-N; Dissolved Nitrogen), 陽イオン類 (Na, NH₄-N, K, Mg, Ca), 陰イオン類 (H₂PO₄-P, Cl, NO₂-N, NO₃-N, HCO₃, SO₄), 浮遊粒子状物質 (SS: Suspended Solid) である。有機態炭素および窒素の分析については島津製作所社製 TOC-V を, イオン項目の分析については島津製作所社製 PIA-1000 を用いた。

各観測井戸および河川の採水分析および水質計計測結果の全データについては付録に収録し, ここでは, 地点別・水質項目別の水質変動特性についてまとめる。なお, 窒素とリンについてはイオン濃度ではなく, 窒素・リン濃度に換算している。

観測地点を図 3-14 に示す

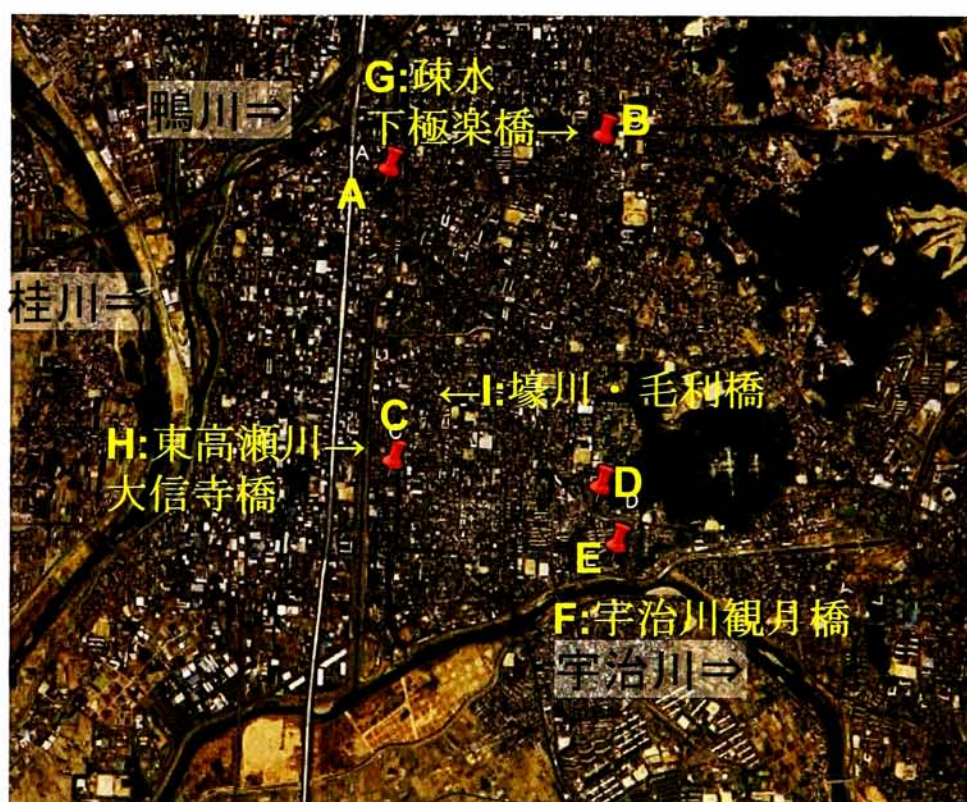


図 3-14 本研究で実施した集中観測地点(A～E: 観測井戸, F～I: 河川観測地点)

(1)各観測井戸別の水質変動特性

地点 A : TOC, DOC, POC, T-N, D-N, P-N 濃度の季節的な変動特性は特に見られない. TOC および T-N 中の懸濁成分比率は夏季に高く, 冬季に低い, SS 濃度とは逆の傾向が見られた. Na 濃度の変動が小さく, Ca, K, Mg 濃度の季節変動特性がはっきり見られないことは他の地点とも共通している. H_2PO_4 , HCO_3 濃度が観測期間中に減少傾向が見られた. Cl, SO_4 , DO 濃度の変動は観測期間を通して小さく, COND, TDS 変動があるが, 季節的な変動傾向は見られない.

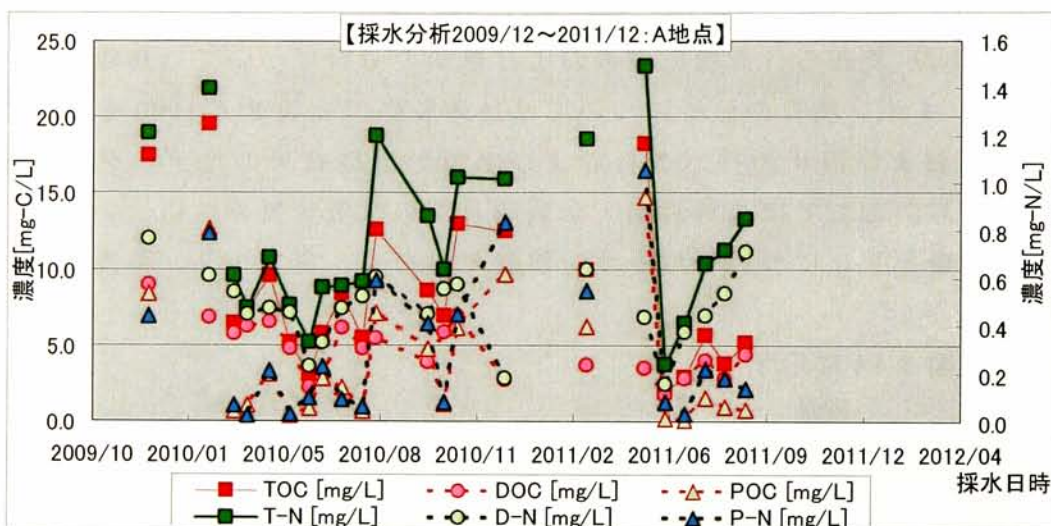


図 3-15 地点 A の形態別有機態炭素および窒素の採水分析結果

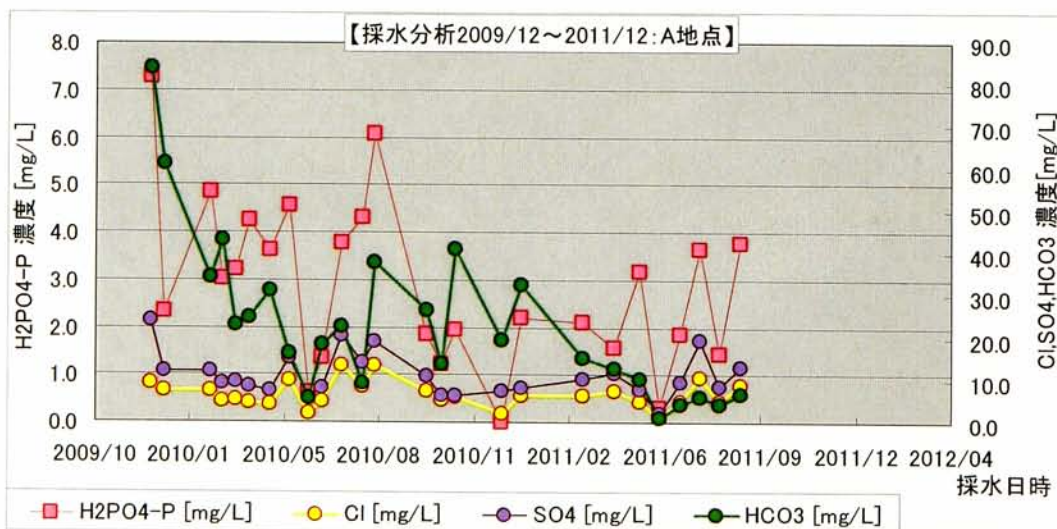


図 3-16 地点 A の陰イオン項目の採水分析結果

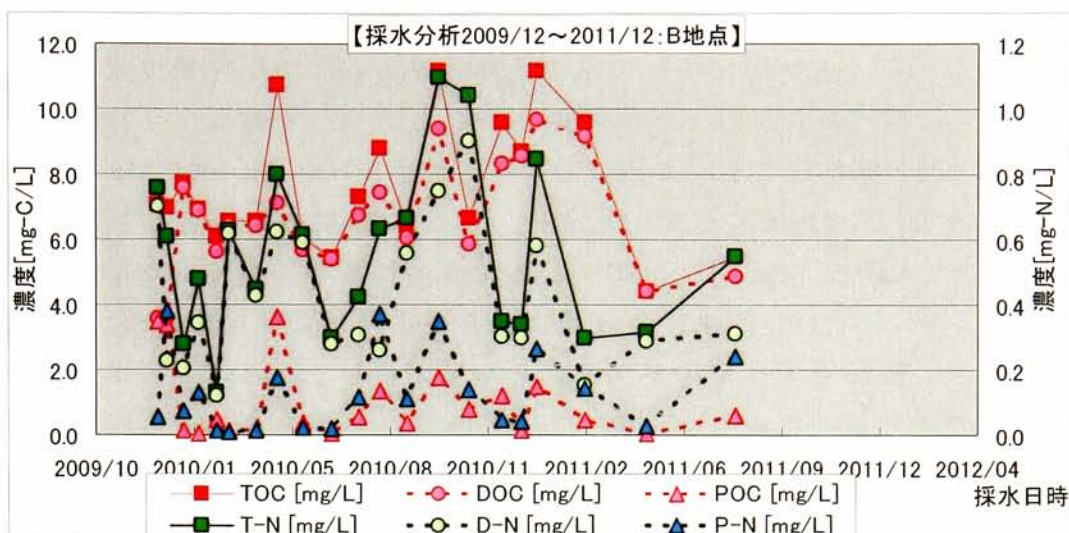


図 3-17 地点 B の形態別有機態炭素および窒素の採水分析結果

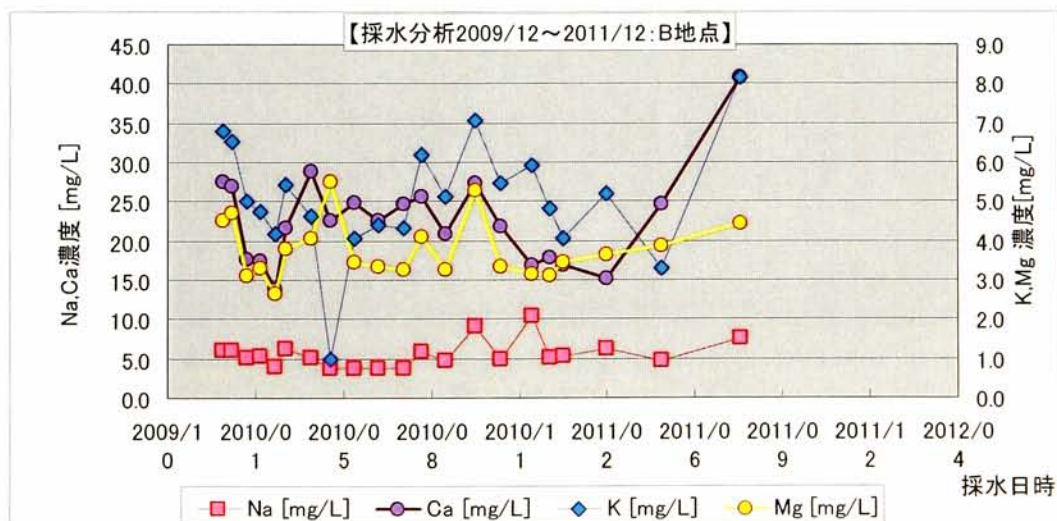
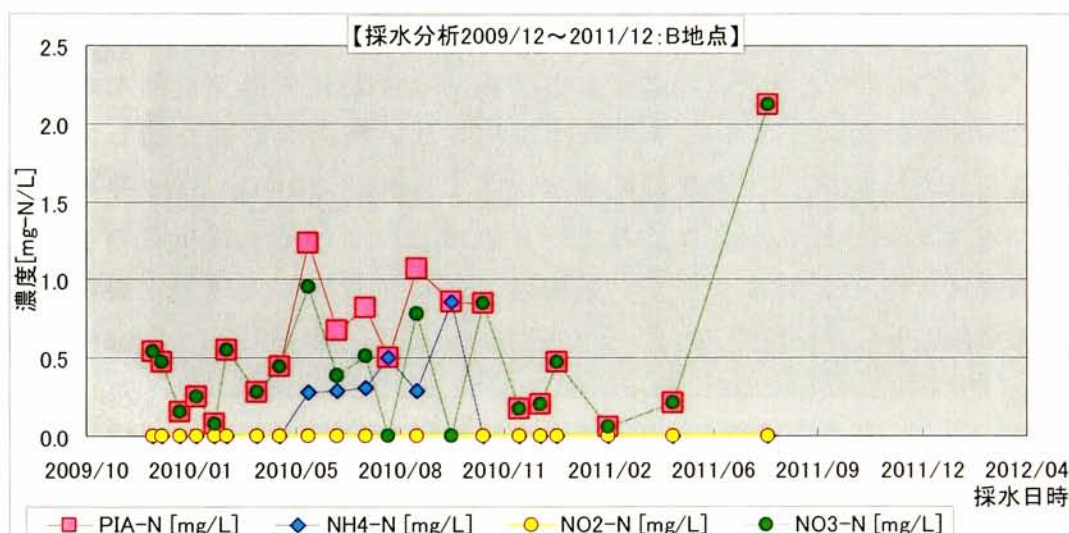


図 3-18 地点 B の窒素類および陽イオンの採水分析結果

地点 B：有機態炭素については TOC および DOC 濃度が高く、POC 濃度が低い傾向が見られた。陰イオン類については $\text{NH}_4\text{-N}$ 、 $\text{NO}_2\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度変動グラフを見ると $\text{NO}_2\text{-N}$ 濃度が 0 に近く、他の項目濃度も低く、変動も大きくないが、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が 2011 年 6 月に急に上昇している。地点 BNa, Ca, K, Mg 濃度変動グラフをみると Ca 濃度が高く変動も大きい。また K 濃度の変動も大きい。

地点 C：TOC, DOC, POC, T-N, D-N, P-N 濃度が夏季に高く、冬季に低い傾向が見られた。特に、TOC と T-N が夏季に高く冬季に低い傾向は、SS 濃度と同様の傾向であり、懸濁態成分比率が高いことも考え合わせると、この地点の井戸は浅井戸で井戸底震度が地表 4 m 程度であり、木製の蓋があるものの昆虫等の生物や藻類等が井戸内で増殖している可能性が高い。夏季の観測においても井戸内に昆虫等の生物が見られた。これらの影響を受けて、他地点では測定されにくい $\text{NH}_4\text{-N}$ や $\text{NO}_2\text{-N}$ についても夏季に検出されていた。また、 $\text{H}_2\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度についても夏季に高く、冬季に低い傾向が見られた。イオン項目については、Na の変動が小さく安定しており、Ca 濃度は夏季に高く、冬季に低い傾向が見られた。K, Mg については変動が見られるが、必ずしも季節的な変動傾向は見られなかった。 HCO_3 濃度が夏季は高く、冬季に低い傾向が見られ、観測全期間を通して減少する傾向が見られた。 SO_4 , Cl 濃度の変動は小さく、pH, COND, TDS 等の自動測定項目についても変動は見られないので、この地点における水質項目の季節変動に対する溶存イオンの影響は小さく、懸濁態である微生物の増殖が主要な要因であると考えられる。

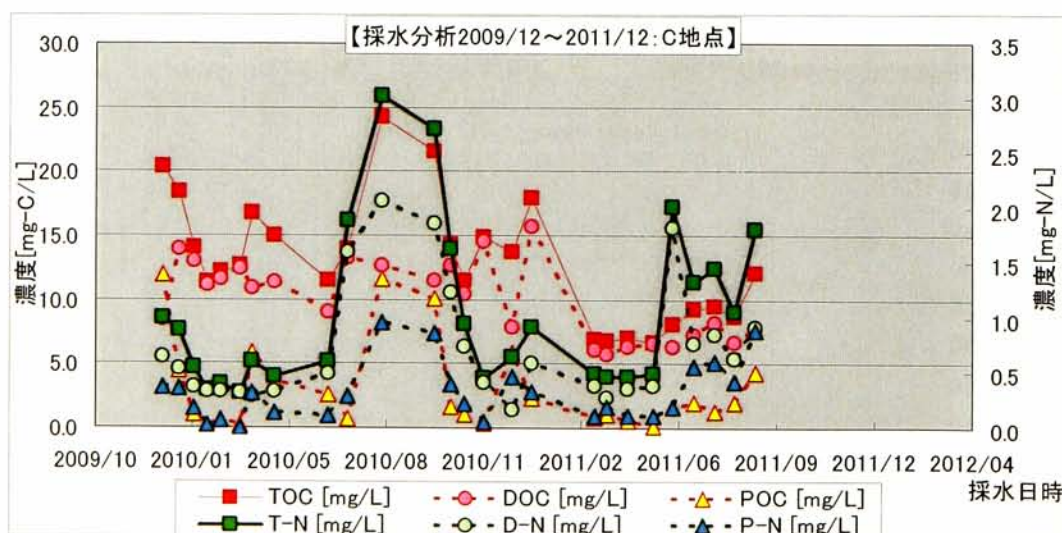


図 3-19 地点 C の形態別有機体炭素および窒素の採水分析結果

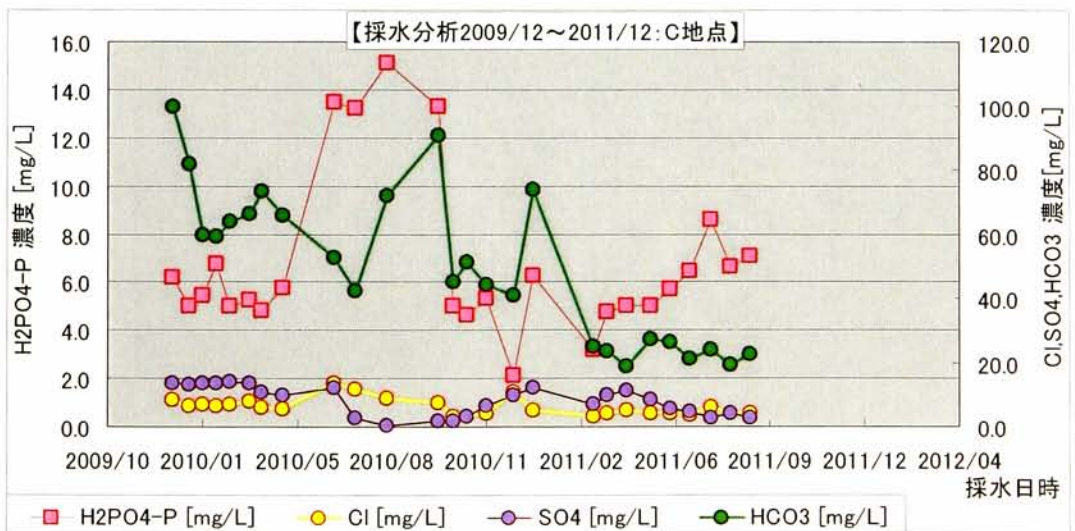
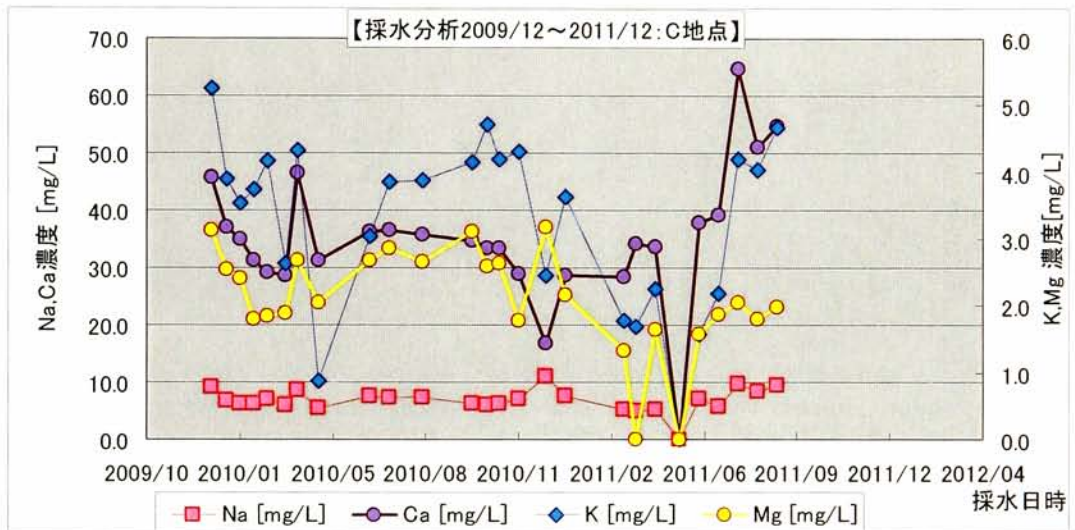
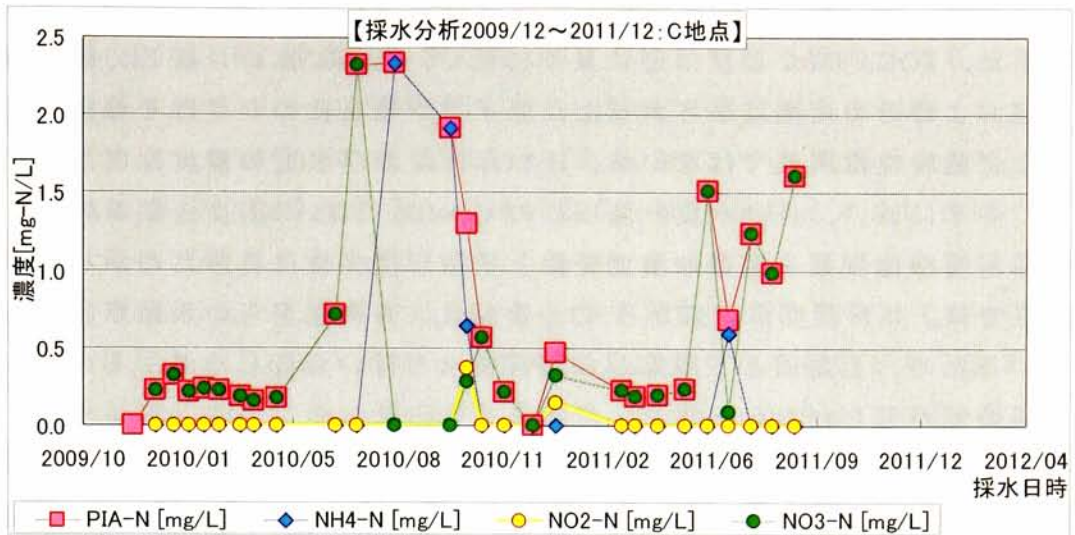


図 3-20 地点 C の窒素・陽イオン・陰イオン項目の採水分析結果

地点 D：T-N，D-N 濃度，特に $\text{NO}_3\text{-N}$ の濃度が夏季に高く冬季に低い傾向が見られた。また，TOC，DOC 濃度は逆に夏季に低く，冬季に高い。総じて懸濁態成分は濃度値およびその変動は小さかった。陽イオン項目についてはその濃度変動の季節的な変動特性は明確ではないが， $\text{H}_2\text{PO}_4\text{-P}$ および SO_4 の濃度は明らかに夏季に高く，冬季に低い，自動水質計測項目の COND，TDS の濃度変動が見られるが，必ずしも有機態炭素や窒素の濃度変動と明確な関係性は見られなかった。なお，本地点では，井戸深度が地表から 12m を超え，井戸底からの水深が約 6 m で推移しているため，上層部と下層部から試料採水を行い分析したが，その分析結果には大きい差が見られなかった。

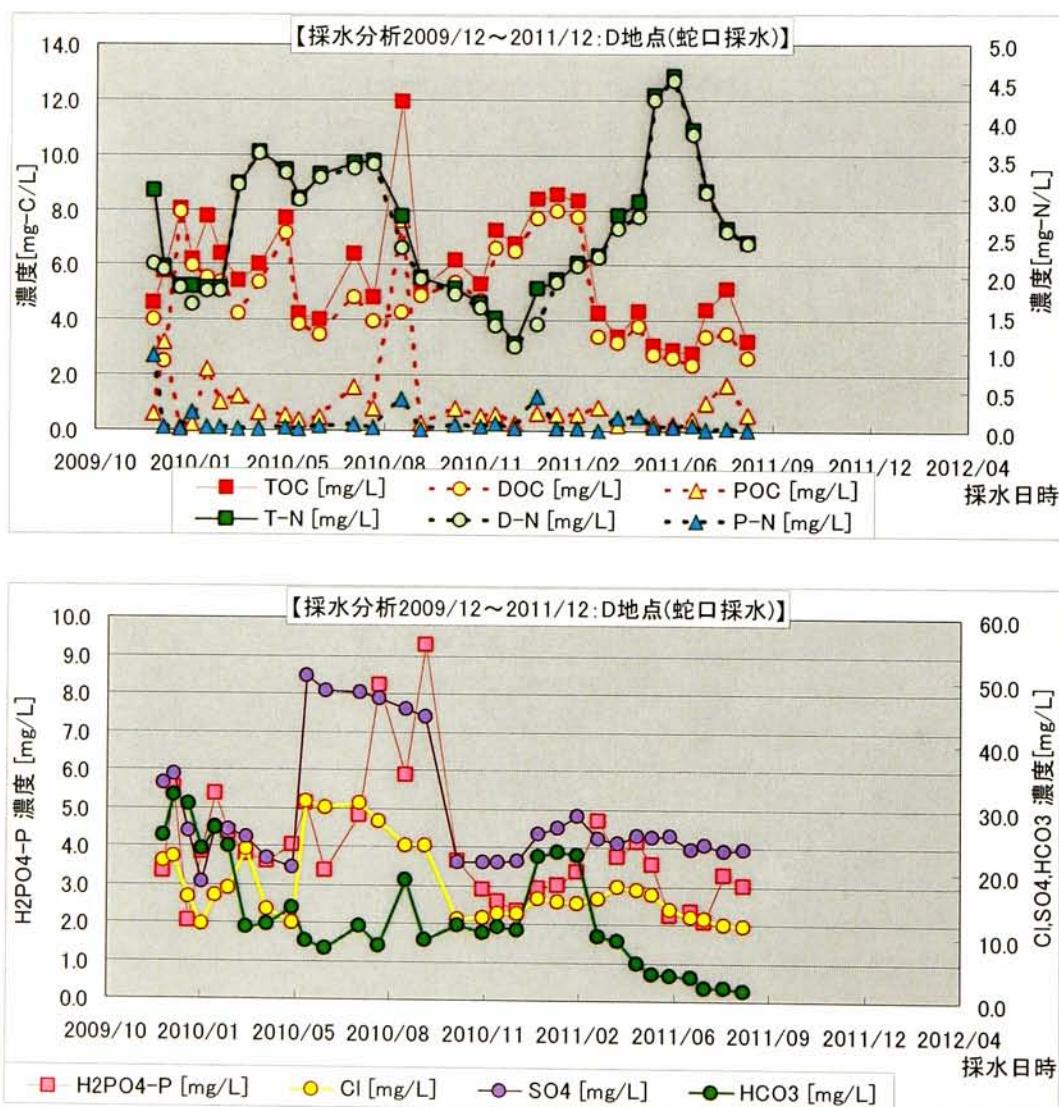


図 3-21 地点 D の形態別有機体炭素・窒素，陰イオン類の採水分析結果

地点 E：TOC 濃度が 5，6 月上昇して最大値になり，1 月に最低値となる傾向が見られた．逆に，DOC 濃度は冬季に高く，夏季に低くなる傾向が見られた．T-N，D-N 濃度は夏季に高くなり冬季に低くなる． $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が夏季に高く，冬季に低い．有機態炭素および窒素の懸濁態成分である POC，P-N 濃度は大きく変動しているが，特に季節的な特性を表してはいなかった．溶存イオンについては，Na については年内変動が見られず安定しており，K は夏季に高い，冬季に低い．Ca および Mg 濃度については変動が見られるが季節的な変動を示してはいなかった． $\text{H}_2\text{PO}_4\text{-P}$ は 5 月と 2 月に高くなり，夏季の 8 月は低くなる傾向が見られた． HCO_3 濃度も夏季に低く冬季に高い傾向が見られた．同様に ORP と COND 濃度も冬季に高く，夏季に低い．これらの点から，この地点は宇治川近傍にあり，河川水からの涵養の影響を強く受けていることが考えられる．ただし，河川からの涵養の影響が強いと考えられる CI および DO 濃度の変動は小さかった．

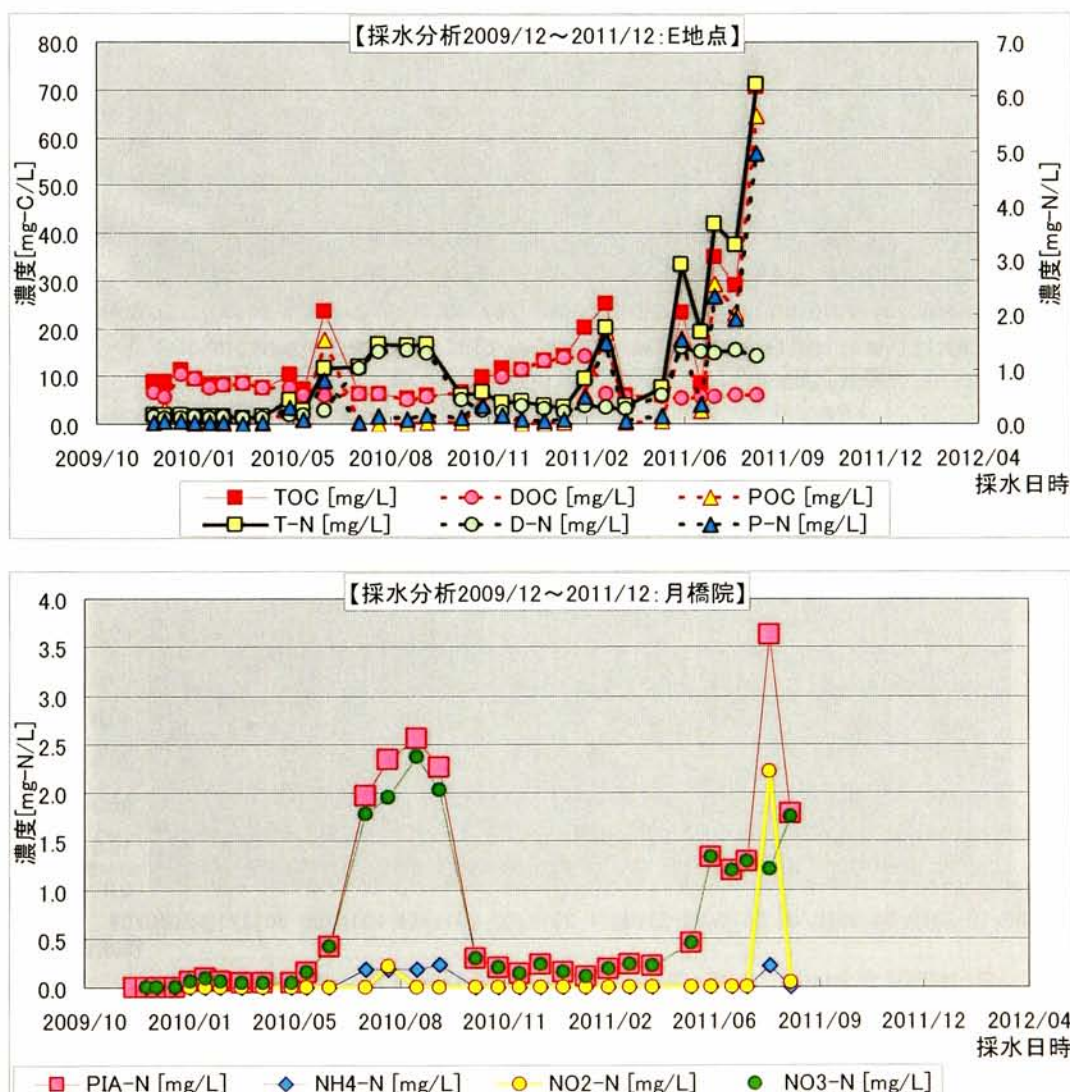


図 3-22 地点 E の形態別有機体炭素および窒素の採水分析結果

(2) 周辺観測河川における水質変動特性

疎水・下極楽橋地点：TOC が 11 月に少し高いが，DOC，POC，T-N，D-N，P-N 濃度の変動に季節的な傾向は見られなかった．TOC・T-N 中の懸濁態成分比率および SS 濃度変動にも季節的な変動傾向は見られず，NO₃-N 濃度値も同様の傾向を示した．陽イオン類では，Na 濃度の変動が小さく，Ca，K，Mg 濃度は変動するが季節的な変動規則は明確ではない．H₂PO₄-P，HCO₃ 濃度には季節的な変動規則が見られるが，Cl，SO₄ の濃度変動は小さい．また，pH および DO 濃度の変動も小さい．COND，TDS については変動があるが，季節的な変動規則は見られなかった．

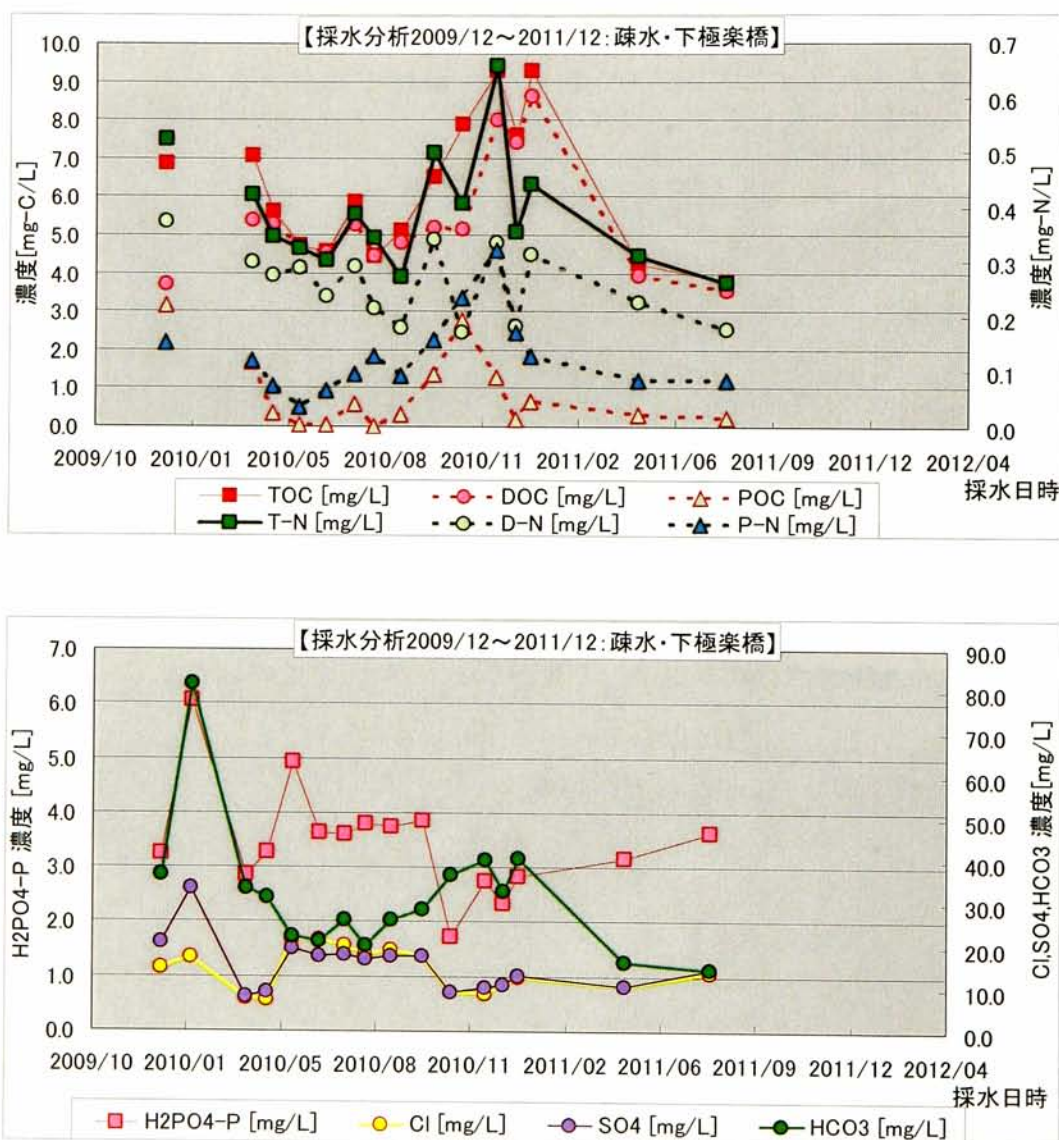


図 3-23 下極楽橋地点の形態別有機態炭素および窒素，陰イオン項目の採水分析結果

壕川・毛利橋地点：TOC, DOC, T-N, D-N 濃度が夏季に低く，冬季に高くなる傾向が見られた．TOC・T-N 中の懸濁態比率や SS 濃度，POC・P-N 濃度の変動には特に季節的な変動特性は見られなかったので，季節的な変動要因は溶存態成分の増減に伴うものである．陽イオン項目である Ca, K, Mg 濃度の季節変動ははっきり見られないが，陰イオン項目である HCO_3^- 濃度の変動については冬季に高く，夏季に低くなる傾向が見られた．自動水質計測項目である COND・TDS および ORP については 6 月に急激に増加しており，降雨等の影響が考えられるが，他の期間については特に降雨による水質計測値の変動は確認できなかった．

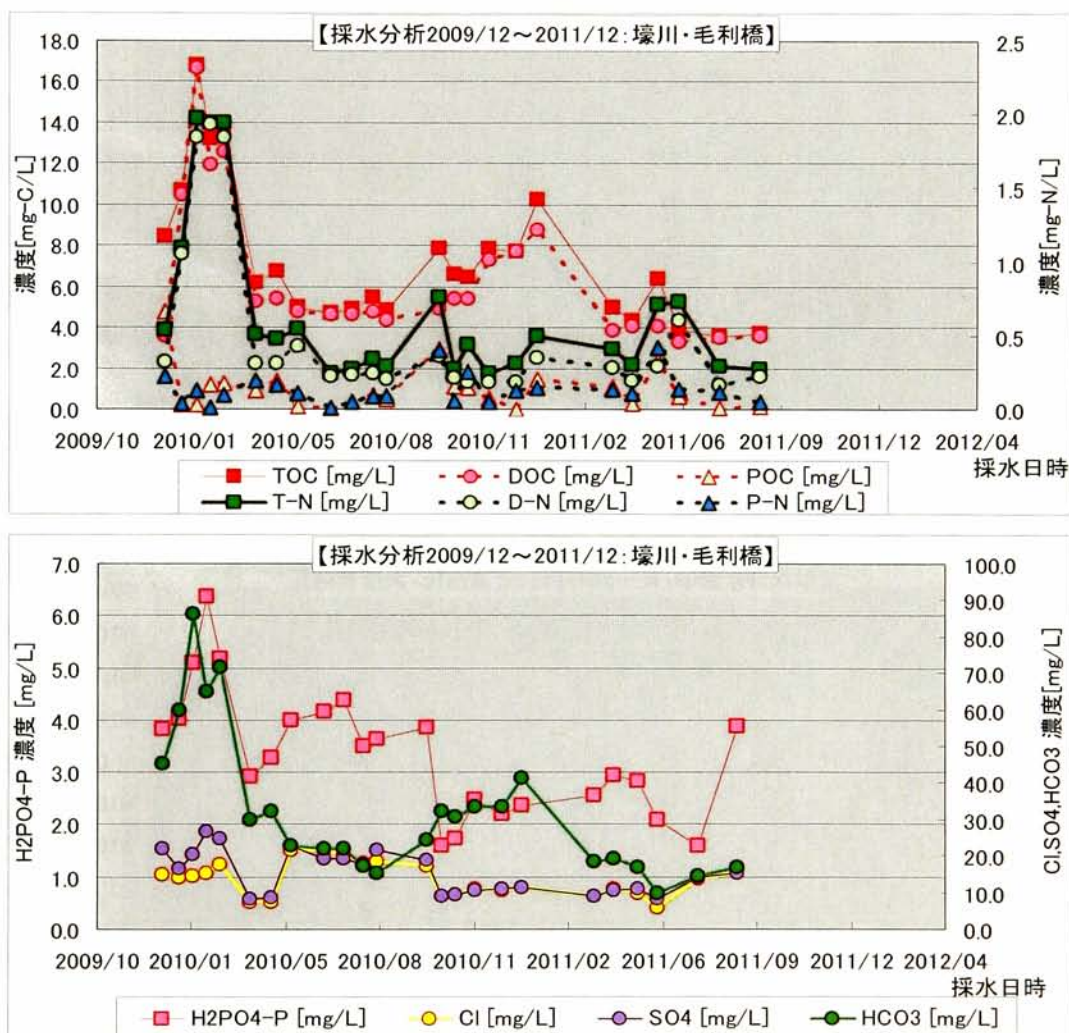


図 3-24 毛利橋地点の形態別有機態炭素・窒素，陰イオン項目の採水分析結果

東高瀬川・大信寺橋地点：TOC、DOC、T-N、D-N 濃度が夏季に低く、冬季に高い。他の河川と同様に懸濁態成分の変動は小さく、溶存態成分の変動の影響が大きい。陽イオン成分については Na 濃度の変動が小さく安定しており、Ca、K、Mg 濃度は大きく変動するが、季節的な変動特性を示しているとはいえなかった。陰イオン成分については、 H_2PO_4 と HCO_3 濃度が冬季に高く、夏季に低い傾向が見られ、Cl と SO_4 濃度の変動は小さかった。

以上の4河川は、鴨川および琵琶湖疎水を水源としているため、一部の項目を除くと、類似した水質特性を持っていることが確認できた。

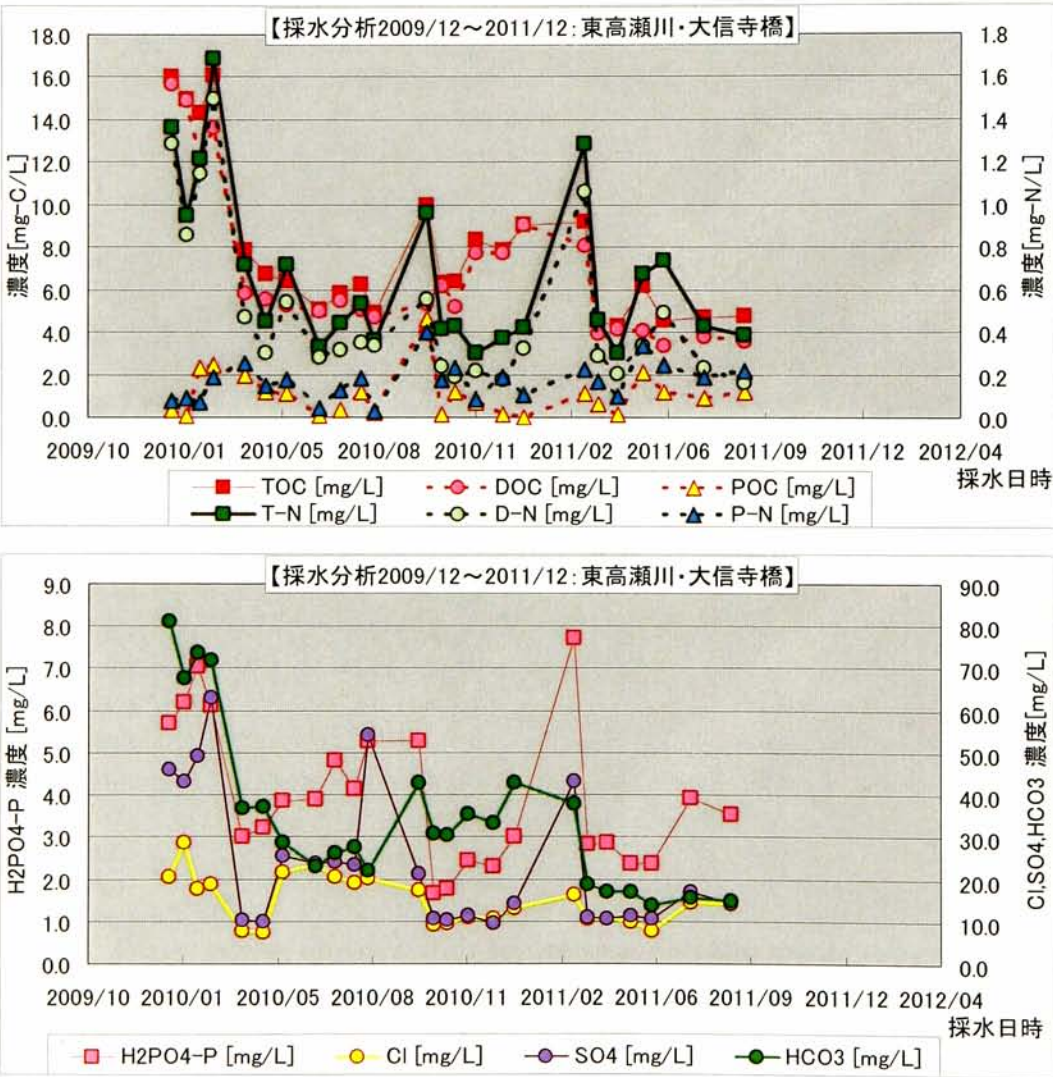


図 3-25 大信寺橋地点の形態別有機体炭素および窒素の採水分析結果

宇治川・観月橋地点：TOC、DOC、T-N、D-N 濃度の変動が不規則であるが、窒素の主要な溶存成分である $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度値が夏季に高く冬季に低い傾向が見られた。なお、 $\text{NH}_4\text{-N}$ および $\text{NO}_2\text{-N}$ の分析値は非常に低かった。懸濁態成分である POC、P-N 濃度の季節的な変動傾向は見られなかった。ただし、TOC・T-N の懸濁態比率については、相対的に冬季に高くなる傾向は見られた。陽イオンについては、他の河川と同様に Na 濃度の変動が小さく、Ca、K、Mg 濃度については季節的な変動傾向は明確でなかった。陰イオン成分である $\text{H}_2\text{PO}_4\text{-P}$ 、 HCO_3^- 、Cl、 SO_4^{2-} についても同様に濃度変動の季節的な変動傾向は見られなかった。

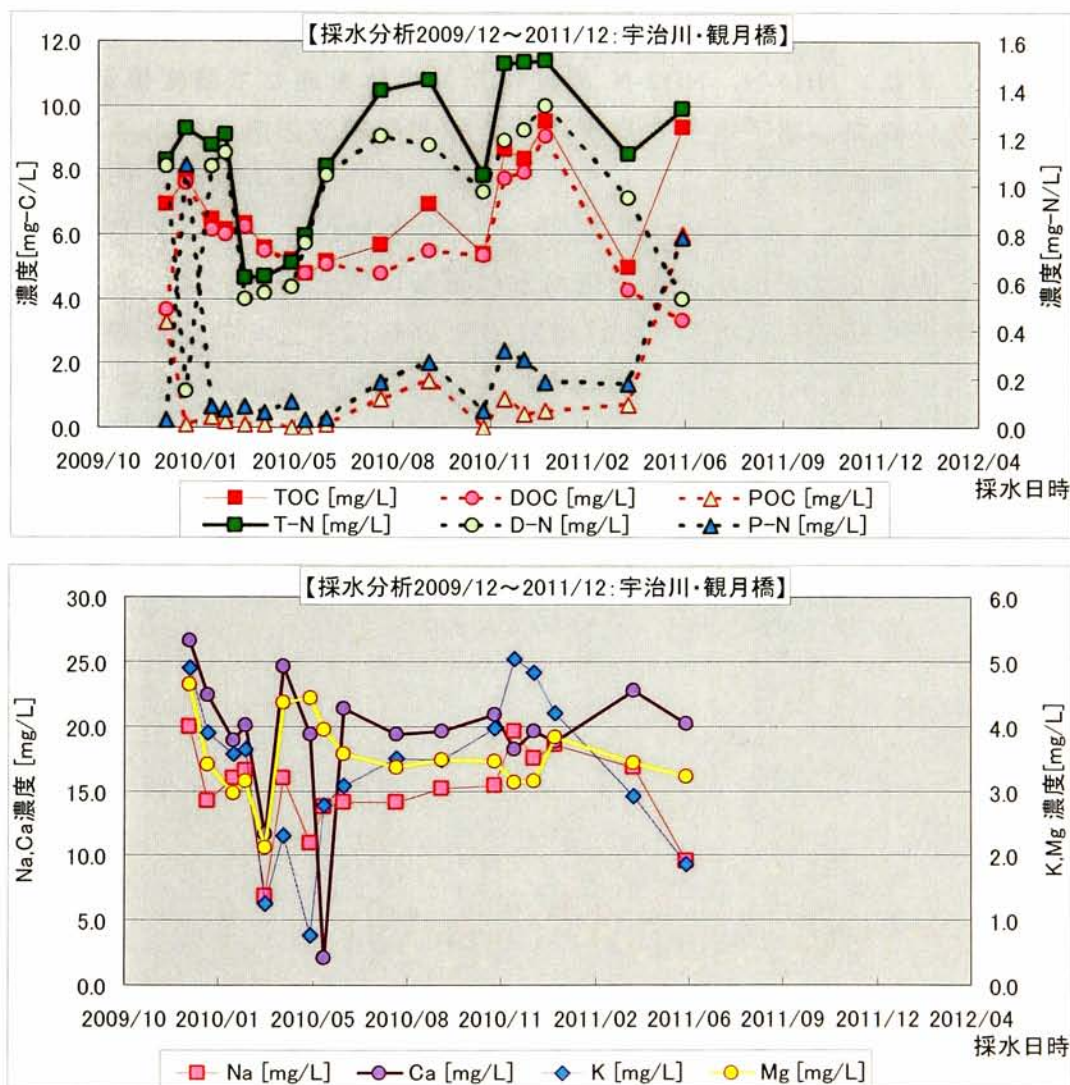


図 3-26 観月橋地点の形態別有機態炭素・窒素，陽イオン項目の採水分析結果

(3)水質項目別の水質変動特性

pH 値は地点 C で少し高い値が観測されているが、他の地点ではほぼ同等の値であり、あまり大きな変動は見られない。

TOC 濃度は地点 B、地点 D・地点 A の変動は小さいが、地点 E では夏季に急上昇しており、地点 C でも夏季に高く、冬季に低くなる傾向が明確に見られる。地点 A 南の変動が大きいのは、蓋が無く開放状態の井戸であることが要因と考えられる。DOC 濃度も当然 TOC 濃度と同様の傾向を示しているが、地点 E のみで夏季に低く、冬季に高くなる傾向が見られた。この地点の POC 濃度が 8 月に急上昇しており、地点 C と同様に微生物活動の影響が高くなっていることが考えられる。

T-N 濃度については、TOC と同様には地点 B・地点 A での変動は小さいが、地点 D では、夏季に高く冬季に低くなる傾向が見られた。同様に地点 E・地点 C でも夏季に高く、冬季には低くなる傾向が見られた。D-N 濃度についても同様の傾向が見られた。また、NH₄-N、NO₂-N 濃度は期間全体を通して濃度値が小さく、変動も見られないので、地下水中の窒素成分の殆どが硝酸態窒素であることが確認された。また、採水試料の水質計計測でも同様の傾向がみられた。P-N 濃度は地点 B・地点 D・地点 A では変動が小さく、地点 E と地点 C で夏季に高くなる傾向が見られた。地点 E は宇治川近傍で河川水の影響が大きいと考えられたが、浅井戸であり竹製蓋で閉じられているが、地点 C と同様に微生物等の影響が現れている可能性が高い。

SS 濃度は地点 B・地点 D・地点 A での変動が小さく、地点 E および地点 C で

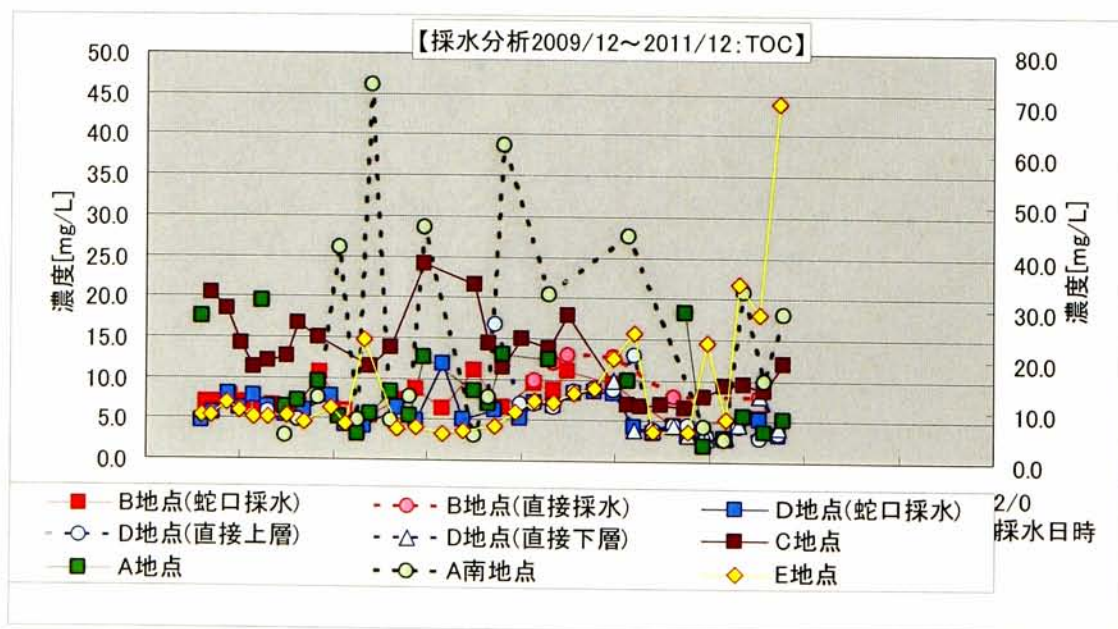


図 3-27 全有機態炭素の地点別採水分析結果

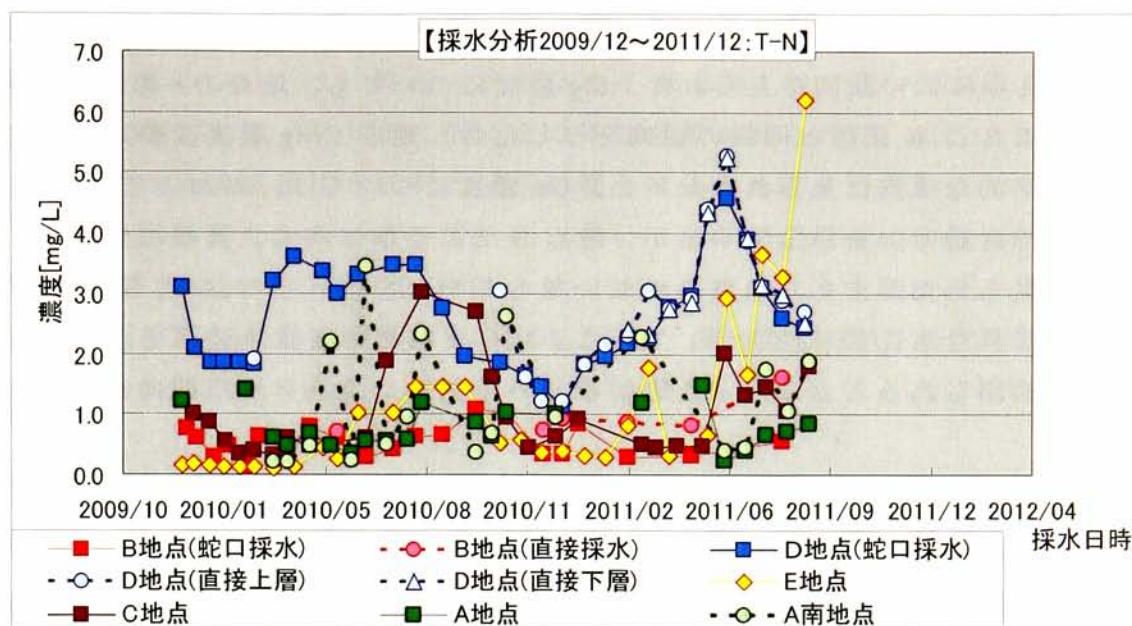


図 3-28 全窒素の地点別採水分析結果

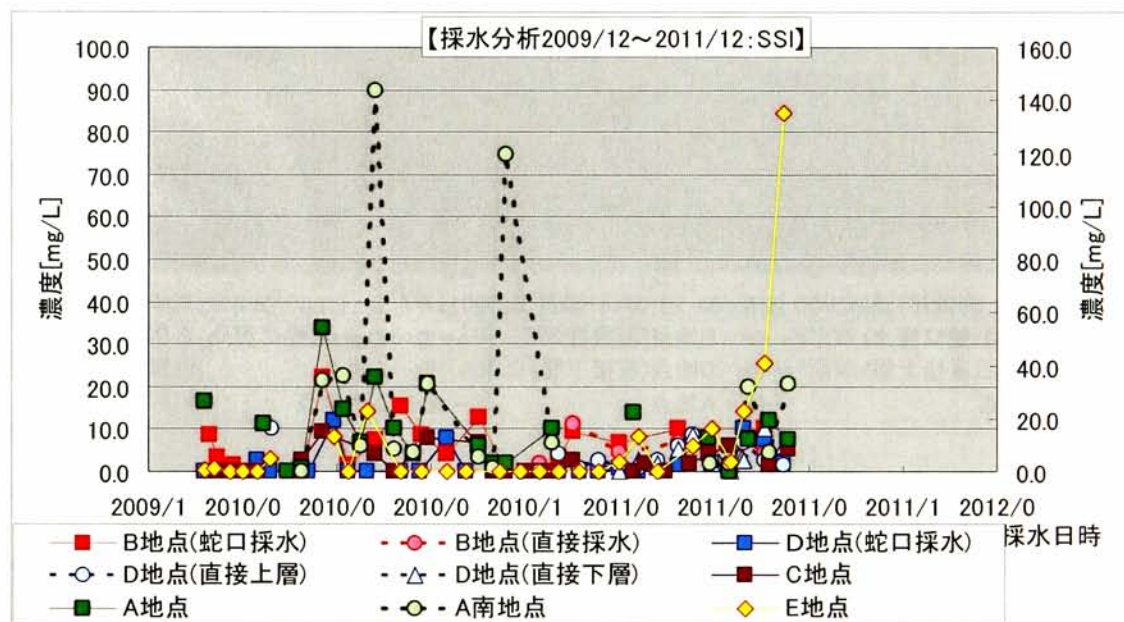


図 3-29 SS の地点別採水分析結果

は夏季に高く、冬季に低くなる傾向が見られた。以上の水質項目の特性から、浅井戸では、夏季に井戸内部での微生物活動の影響が高くなる地点が見られ、その水質評価には注意する必要がある。採水試料の濁度(TURB)計測値でも同様の傾向が見られた。

次に、溶存イオン項目の水質変動特性についてまとめる。

Na 濃度については観測全地点での小さく、井戸水共通の特性が現れていると考えられる。K 濃度については、地点 D と地点 A では全期間を通しての変動は小さく、地点 B では直接採水試料の変動は小さいが、据え付けポンプ採水試料につ

いては夏季に高く冬季に低くなる傾向が見られた。また、地点 E と地点 C では夏季に高く、冬季に低い傾向が見られた。Mg 濃度についても、地点 D・地点 A・地点 B・地点 E では K 濃度と同様の傾向を示したが、地点 C Mg 濃度変動は不規則であり、季節的な傾向は見られなかった。Ca 濃度については、おおよそ K 濃度と同様の季節変動傾向を示しているが、地点 D では冬季に高く、夏季に低くなる変動傾向が見られた。また、地点 E においても冬季に急上昇しており、他の陽イオン項目とは異なる変動特性を示している。NH₄-N については上述のとおり、殆どの地点で検出されることは内が、地点 C でのみ夏季に急上昇する傾向が見られた。

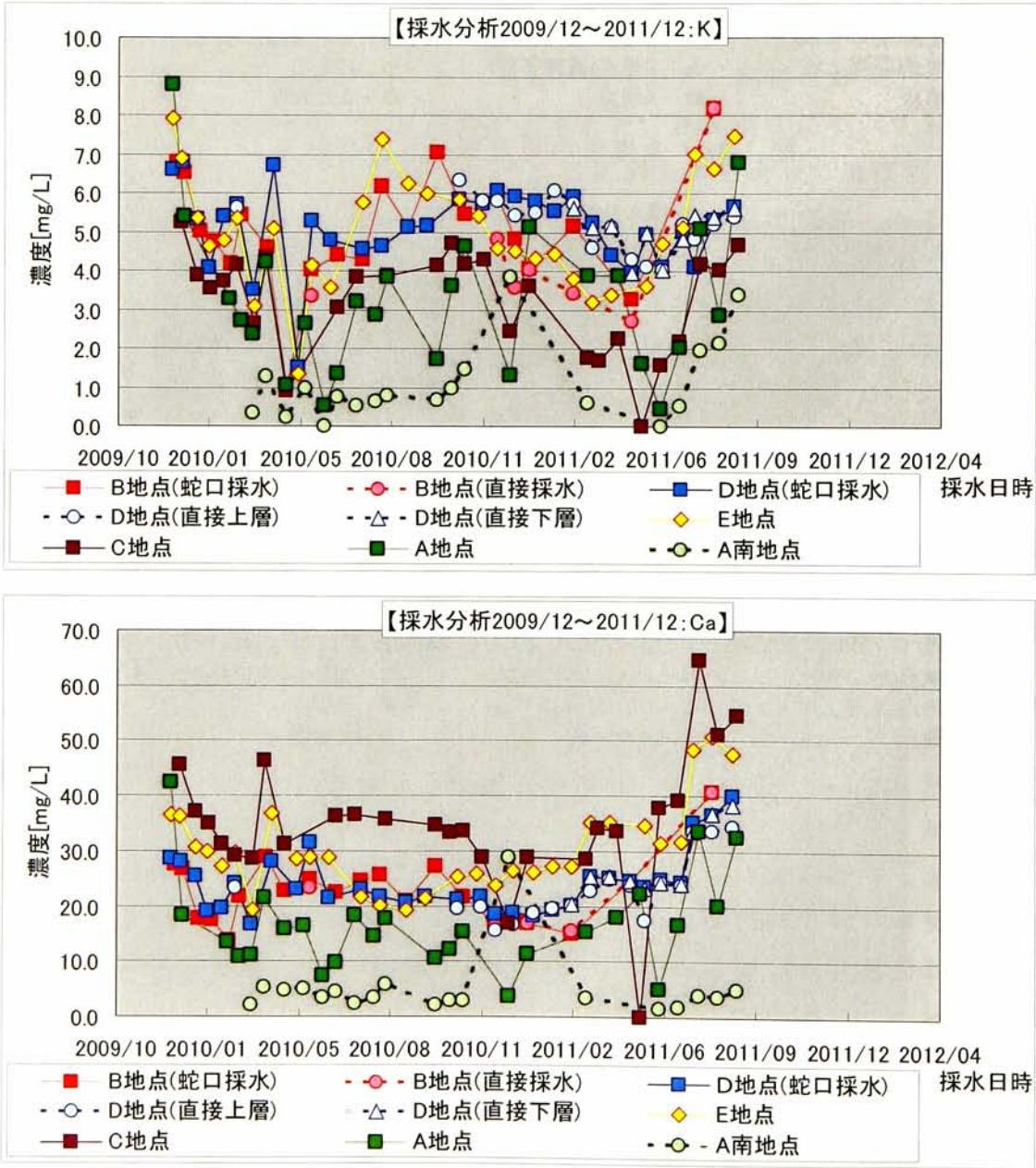


図 3-30 K および Ca の地点別採水分析結果

次に、陰イオン項目の水質変動特性についてまとめる。

H_2PO_4 濃度については、地点 B および地点 D の据え付けポンプ採水、地点 C・地点 A では夏季に高く、冬季に低くなる季節変動が見られた。地点 B および地点 D での井戸内水の直接採水試料の分析結果とは異なる特性を示した。また、地点 C ではその変動が大きかった。地点 E については季節的な変動特性は見られなかった。Cl 濃度については、地点 D を除く 4 地点における変動は小さく、地点 D についても季節的な変動特性は見られなかった。採水試料の Cl 濃度の計測分析では、地点 B・地点 E・地点 C ではやや夏季に高く、冬季に低くなる傾向も見られ

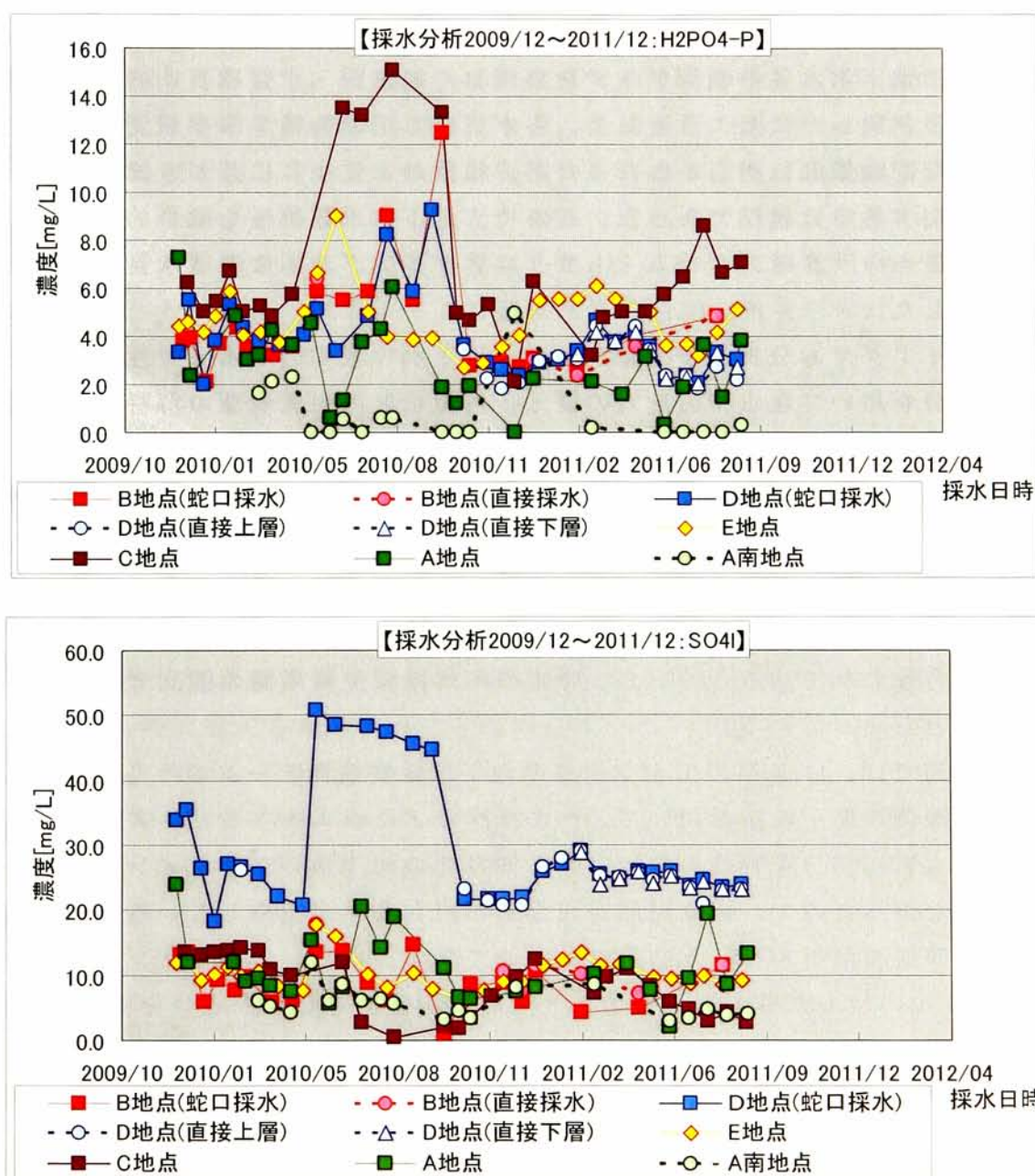


図 3-31 $\text{H}_2\text{PO}_4\text{-P}$ と SO_4 の地点別採水分析結果

るが、大きな変動幅ではなかった。SO₄濃度については、地点 D では、井戸水の上層部分の直接採水試料については明らかに5・6月に上昇する傾向が見られた。他の4地点では変動が小さかった。HCO₃濃度については、地点 C では、夏季に高く冬季に低くなる傾向が見られたが、他の4地点では変動は小さかった。

以上、国土交通省の長期間の水質観測データおよび短期間の集中観測データを用いて、京都盆地水系における基本的な地下水水質特性を整理した。

3.3 ダイアグラム分析と多変量解析を用いた地下水水質特性の時空間分布特性の解析

前節では、地下水水質の観測データを整理し、地点別・水質項目別の空間的・時間的な特徴を明らかにしようとした。各水質項目別の特徴や集中観測データによる季節的な変動傾向は明らかとなったが、複数の水質項目に基づき総合的な水質特性を解明するのは困難であった。そこで、地下水水質特性を総合的に解析する手法であるヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる水質空間分布特性を解析した。

2つのダイアグラム分析と多変量解析は、地下水の基本的な水質特性を示す溶存イオン成分を用いて塩水や温泉水の侵入、河川水との交流現象の解析等を目的として実施されるものが多く、海水侵入や施肥の影響の解明^{6)・7)}、などが挙げられる。ただし、これらの研究では空間的に高密度の観測を長期間実施するのが困難なため、1～2年間に数回実施された観測データに基づいた解析にとどまっている。また、京都盆地を対象とした既往研究においても京都盆地中央部の地下水位と水質の経年変化の解析、溶存化学成分の構成比率の特性解析においてダイアグラム分析が行なわれている^{8)・9)}。が、特定の河川流域や短期間の観測データに基づく解析にとどまっている。

そこで本節では、11年間の国土交通省の地下水水質観測データのうち、各地点の8月の全観測期間平均値を用いて、ヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる水質空間分布特性を解析した。同期間の河川水の溶存イオン分析データが得られなかったので、観測期間が異なるが現在我々が実施している観測データを用いて同様の解析を行った結果をあわせて示す。次に、溶存イオン成分に全窒素・全リン等の他の水質データを加えた期間平均値に対して主成分分析を行い、得られた主成分得点を対象としたクラスター分析結果から水質特性が類似する観測地点の空間分布を解析した。これらの結果をもとに、地層・地質特性との関係性について検討した。さらに各年度の観測値について、ヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる水質類型の経年変化について考察した。

3.3.1 ヘキサダイアグラム分析結果

ヘキサダイアグラムは陽・陰イオンの当量濃度(meq/L)のバランスから水質特性を分類する方法である。分類結果を表 3-5 に示す。全 22 地点中 11 地点が NaHCO_3 型、5 地点が CaHCO_3 型に分類され、多くが盆地中央部の沖積層堆積地域に存在する。観測期間は異なるが対象領域内の河川水質の多くは CaHCO_3 型に分類されていることを踏まえて、この領域の地下水は河川からの涵養の影響が強い地下水特性を表していると推定した。

盆地周辺丘陵部に位置する日吉・上植野・深草等の地点では、河川水と丘陵部浸透水の影響が混在する。盆地中央部に位置する地点の地下水でも沖積層堆積物と丘陵部の洪積層堆積物の影響も混在する。盆地南部の醍醐・巨椋池・小倉の 3 地点は CaSO_4 型を示しており、表層地質図からこの付近には丘陵部や宇治川断層付近の粘土・砂層が堆積していることが確認できたので、非炭酸型に分類された地点では地質の影響を示していると推定した。図 3-32 に京都盆地の表層地質図上に配置したヘキサダイアグラムによる分析結果の空間分布を示す。

3.3.2 トリリニアダイアグラム分析結果

トリリニアダイアグラムもヘキサダイアグラムと同様に主要な陽・陰イオンの当量濃度バランスに基づきキーダイアグラムと呼ばれる菱形グラフのプロット位置から水質特性を分類する方法である。 $\text{Na}^+ \cdot \text{K}^+ \cdot \text{Mg}^{2+} \cdot \text{Ca}^{2+} \cdot \text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4^{2-} \cdot \text{Cl}^- \cdot \text{NO}_3^-$ の 8 つのイオン成分を用いてトリリニアダイアグラムを作成し(図-3.27)、基本的な 5 つの類型に分類した。

NaHCO_3 型（重炭酸ナトリウム型；Ⅲ型）は、日本の循環性地下水の大半がこの型に属し、特に石灰岩地域の地下水は典型的にこの型を示すといわれているが、対象領域ではストレーナー深度が深い八幡のみがこの型に属している。 CaHCO_3 型（重炭酸カルシウム型；Ⅱ型）は浅層地下水の特徴を示し、盆地中央部の 11 地点（桃山・大山崎・御所・上鳥羽・淀・岩田・八幡南・下鳥羽・東寺・東一口・桂）がこの型

表 3-5 ヘキサダイアグラムによる分類結果

類型	CaHCO_3 型	NaHCO_3 型	CaSO_4 型	中間型
代表地点のダイアグラム形状				
分類地点	淀, 大山崎, 八幡南, 御所, 東一口 (宇治川・親月橋, 塚川・毛利橋, 疎水 下極楽橋)	上鳥羽, 下鳥羽, 東寺, 岩田, 八幡, 日吉, 深草, 花園, 上植野, 久御山, 御幸橋	醍醐, 小倉, 巨椋池	桂, 桃山, 下鴨 (鴨川・水鶏橋, 東高瀬川・大信寺橋)

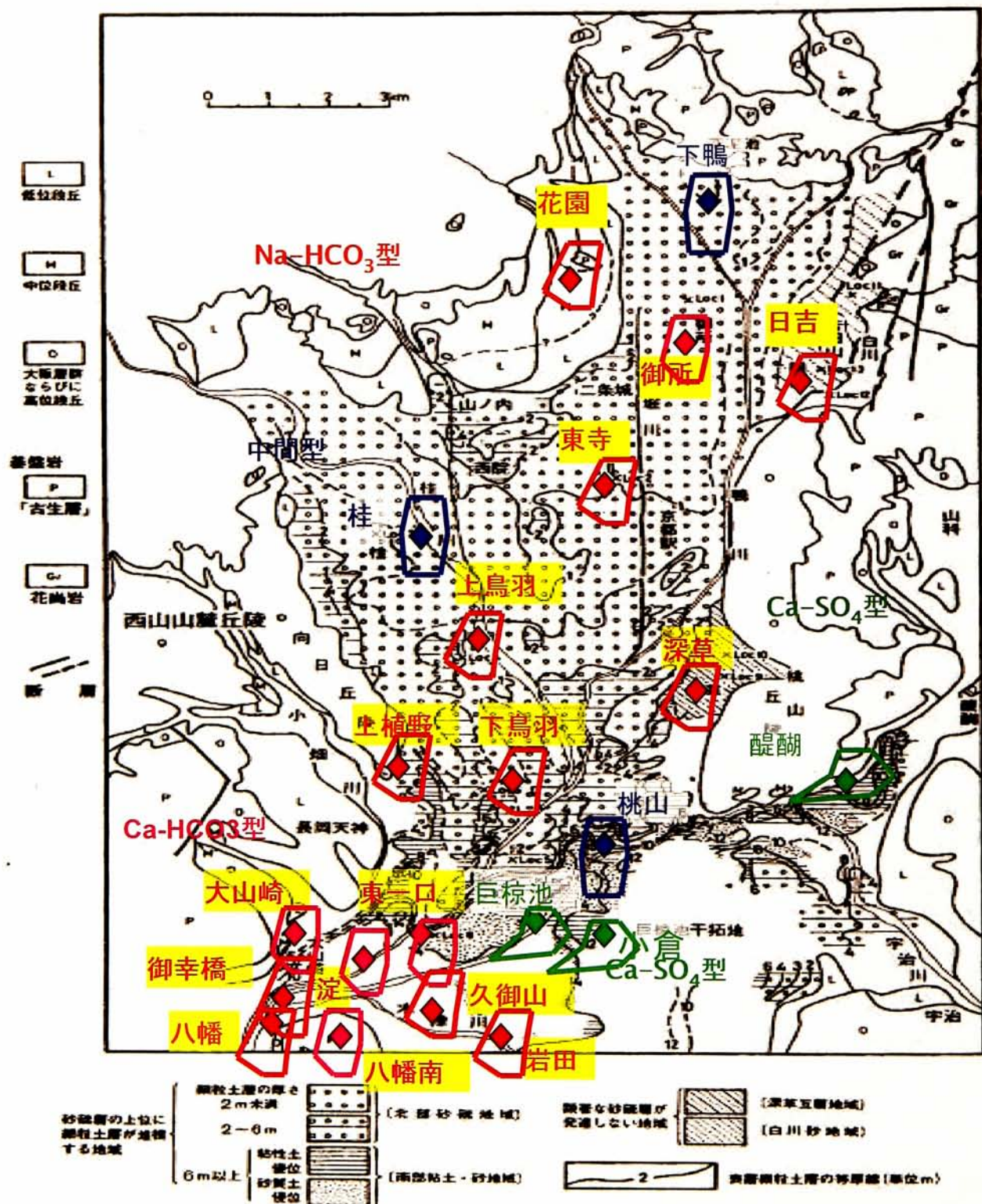


図 3-32 京都盆地の表層地質図上に配置したヘキサダイアグラム分析結果の空間分布

に属する。CaSO₄あるいはCaCl₂型（非重炭酸カルシウム型：Ⅰ型）は停滞的な環境にある地下水，特に温泉水・鉱泉水および化石塩水等がこの型に属する。一般的な河川水・地下水ではまれで，工業排水等の混入も考えられる。観測地点でこれに属するものは見られなかった。Ⅳ型はNaSO₄あるいはNaCl型（非重炭酸ナトリウム型）で，海水および海水が混入した地下水・温泉水等がこの型に属する。地形的に東山山麓部に位置する日吉・深草地点がこの型に属し，この2地点を結ぶように花折断層・桃山断層が通り，深層地下水あるいは温泉水の影響を受けている可能性がある。Ⅴ型はⅠ～Ⅳの中間的な型で，河川水・伏流水および循環性地下水の多くがこの型に属する。8地点がこの型に属するが，久御山のみがⅢ型に近く，醍醐・小倉・巨椋池は久御山のみがⅢ型に近く，醍醐・小倉・巨椋池はⅠ型，下鴨・上植野・御幸橋・花園はⅡ型とⅣ型の中間に位置する。時期は異なる河川水の分析結果から，河川水はⅡ型およびⅡ型に近いⅤ型の領域にプロットされており，これらの解析結果からも盆地中央部の地下水水質は河川水の影響を強く受け，周辺丘陵部の地点では地層や地質等の影響を受けて，多様な水質特性を示していることが推定できる。

図 3.34 に京都盆地の表層地質図上に配置したトリリニアダイアグラムによる分析結果の空間分布を示す。

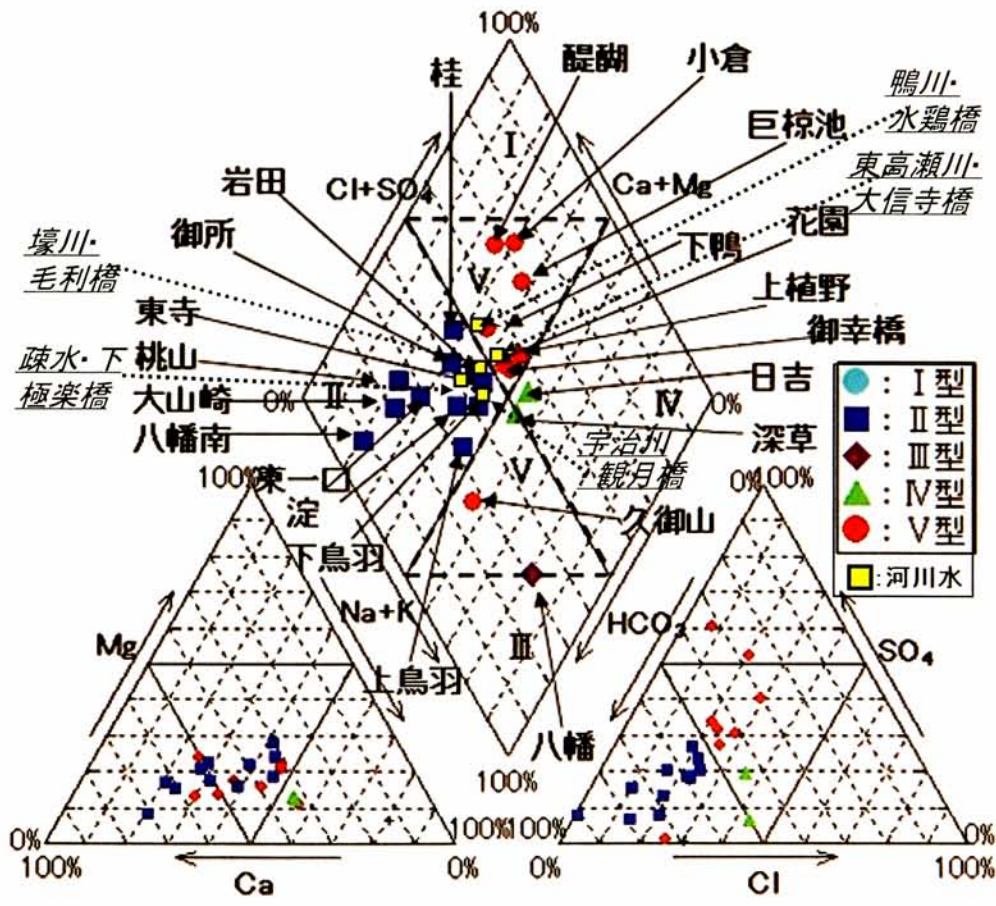


図 3-33 トリリニアダイアグラム分析の結果

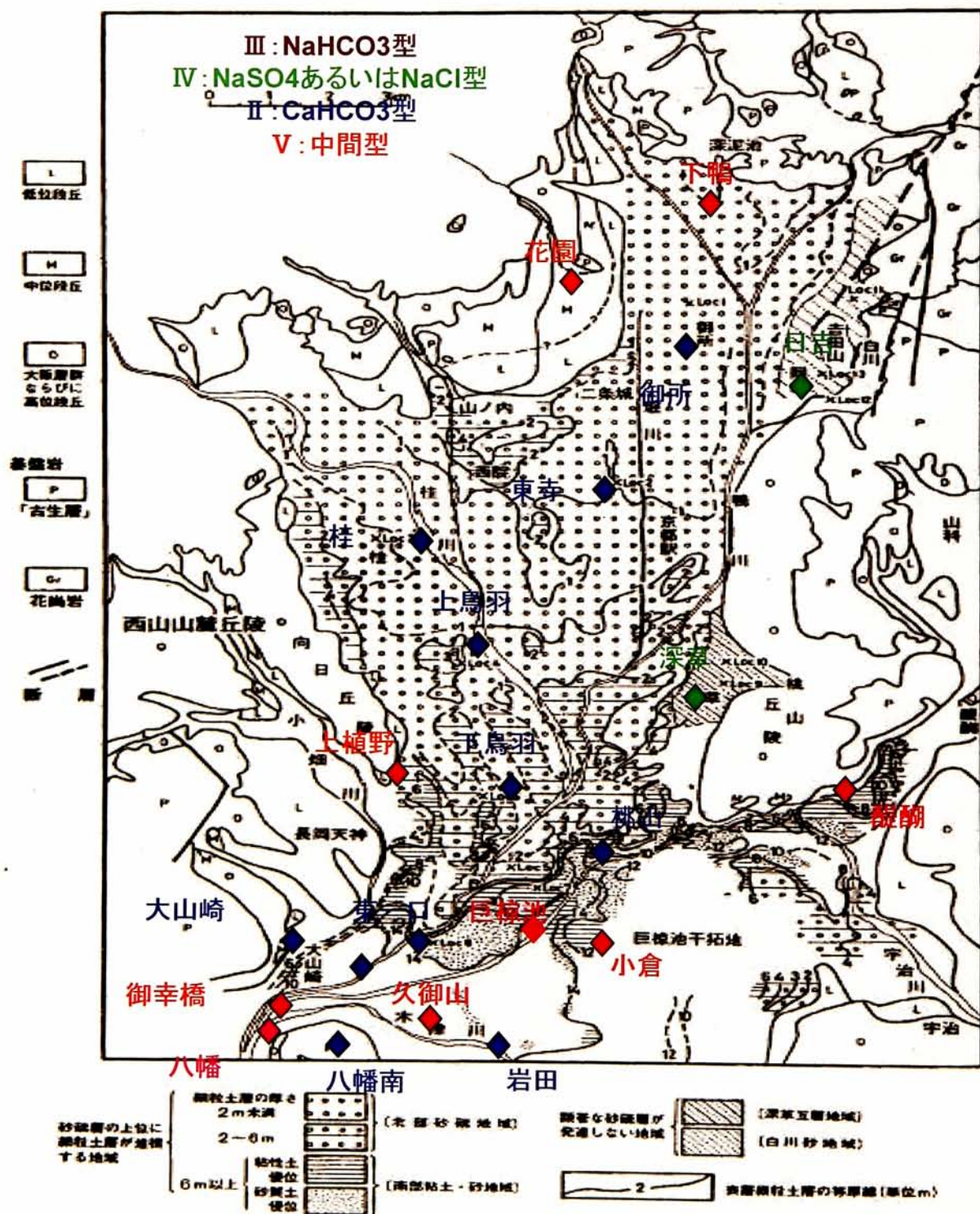


図 3-34 京都盆地の表層地質図上に配置したトリリニアダイアグラム分析結果の空間分布

3.3.3 地下水水質の多変量解析

多変量解析の手法のうち主成分分析とクラスター分析は水質特性を解析するために用いられることが多い。主成分分析とは多数の変数を少数の情報（主成分）に要約する分析手法であり、多種多様な水質指標で表される水質特性を集約し、主成分を総合指標あるいは合成指標として用いることで水質特性を明らかにできる。さらに、各地点の主成分得点に対してクラスター分析を行うことで、水質特性が類似する地点を階層的に分類できる。

3.3.4 主成分分析とクラスター分析結果

本研究で分析に用いた水質項目は、上記の溶存イオンにpH・電気伝導度・溶存酸素量・COD・総窒素・総リンを加えた13項目、11年間の8月期観測データ平均値を対象として主成分分析を行った。巨椋池地点はデータの欠測により分析から除外している。第4主成分までの累積寄与率は84.4%であり、京都盆地の地下水水質はこれらの主成分でその特性を集約できることが明らかになった。第1・第2主成分の主成分負荷量を図3-35に示す。第1主成分はDO以外の水質項目の全てが正の負荷量となることから水質汚染の程度を示す主成分と解釈した。第2主成分は2価のイオンが負の負荷量、リン・窒素等の地表負荷となる肥料成分や表流水の影響を特徴付ける炭酸イオンが正の負荷量を示しているの、正は肥料等表面負荷を負は停滞性の強い地下水の影響の強さを示していると解釈した。第3・第4主成分については明確な意味を解釈するのは困難であった。

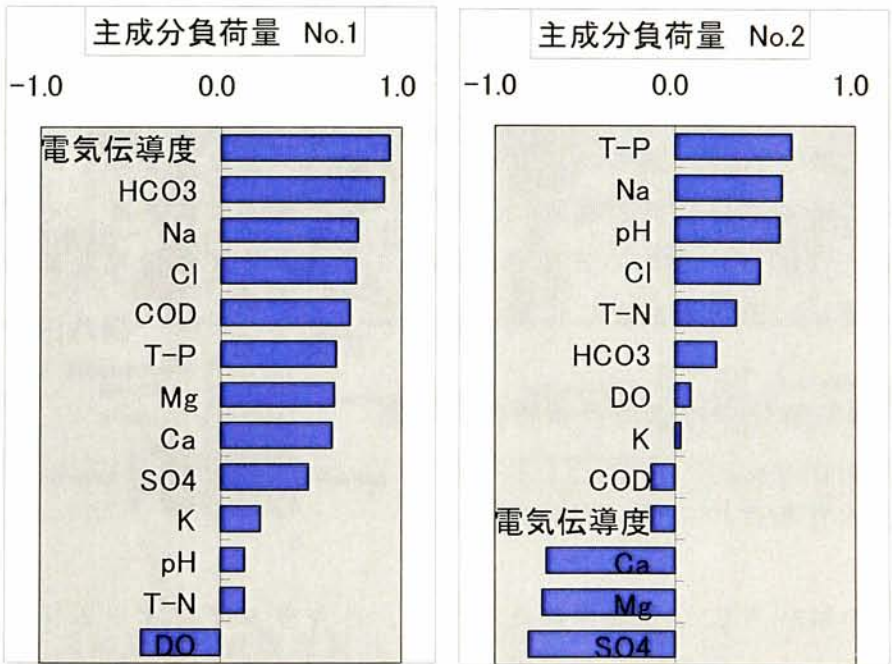


図 3-35 主成分負荷量算定結果

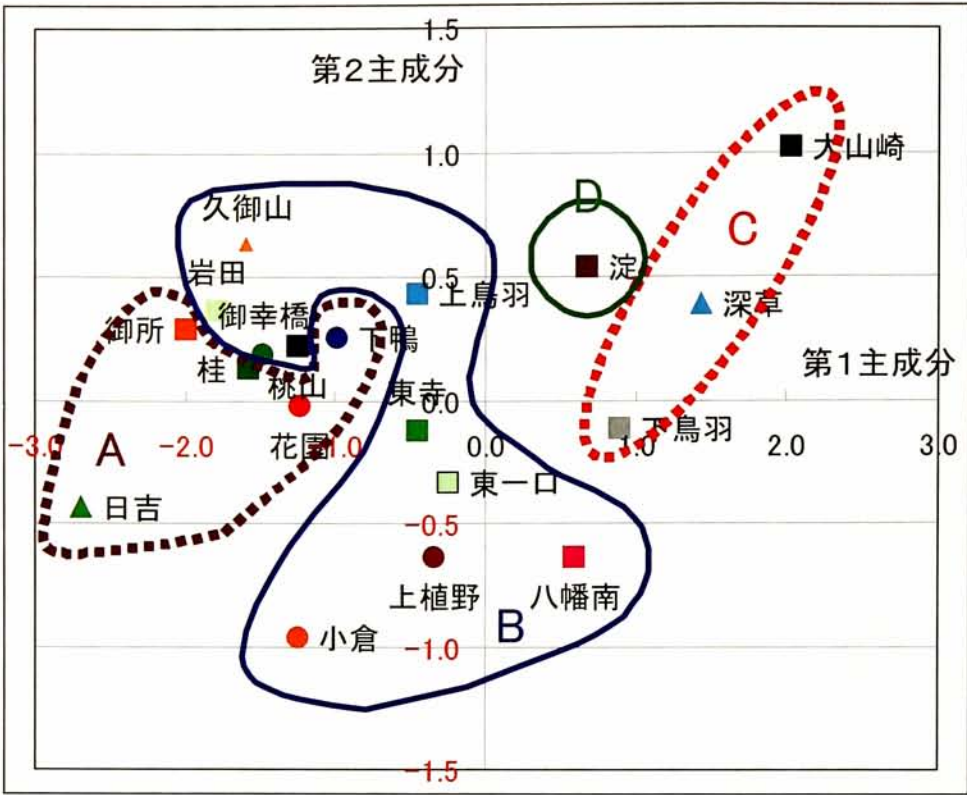


図 3-36 クラスター分析結果

第 4 主成分までの主成分得点を対象としたクラスター分析を行った結果を図 3-36 に、図 3-37 に京都盆地の表層地質図上に配置した多変量解析結果の空間分布を示す。

図 3-36 は第 1・第 2 主成分得点を両軸に配置したプロット図であり、おおよそ上位 2 つの主成分軸で水質特性が分類されている。クラスター B については第 3・第 4 主成分が反映されて、図では入り組んだグループとなっている。なお、醍醐と八幡については主成分得点が極端に大きく、図の範囲外にあり、それぞれ独立したクラスター（E・F）として分類された。クラスター A は盆地北部の丘陵地に近い平地に位置し、扇状地形上に位置している。

3.4 地下水水質特性の時空間分布特性の考察

3.4.1 地下水水質特性の空間分布特性

以上、3 つの解析方法で分類された結果を、ヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる分類の順番で整理し表 3-6 にまとめる。当然ではあるが、分析データや分析の視点が共通する両ダイアグラムの分類結果は同じ組み合わせに

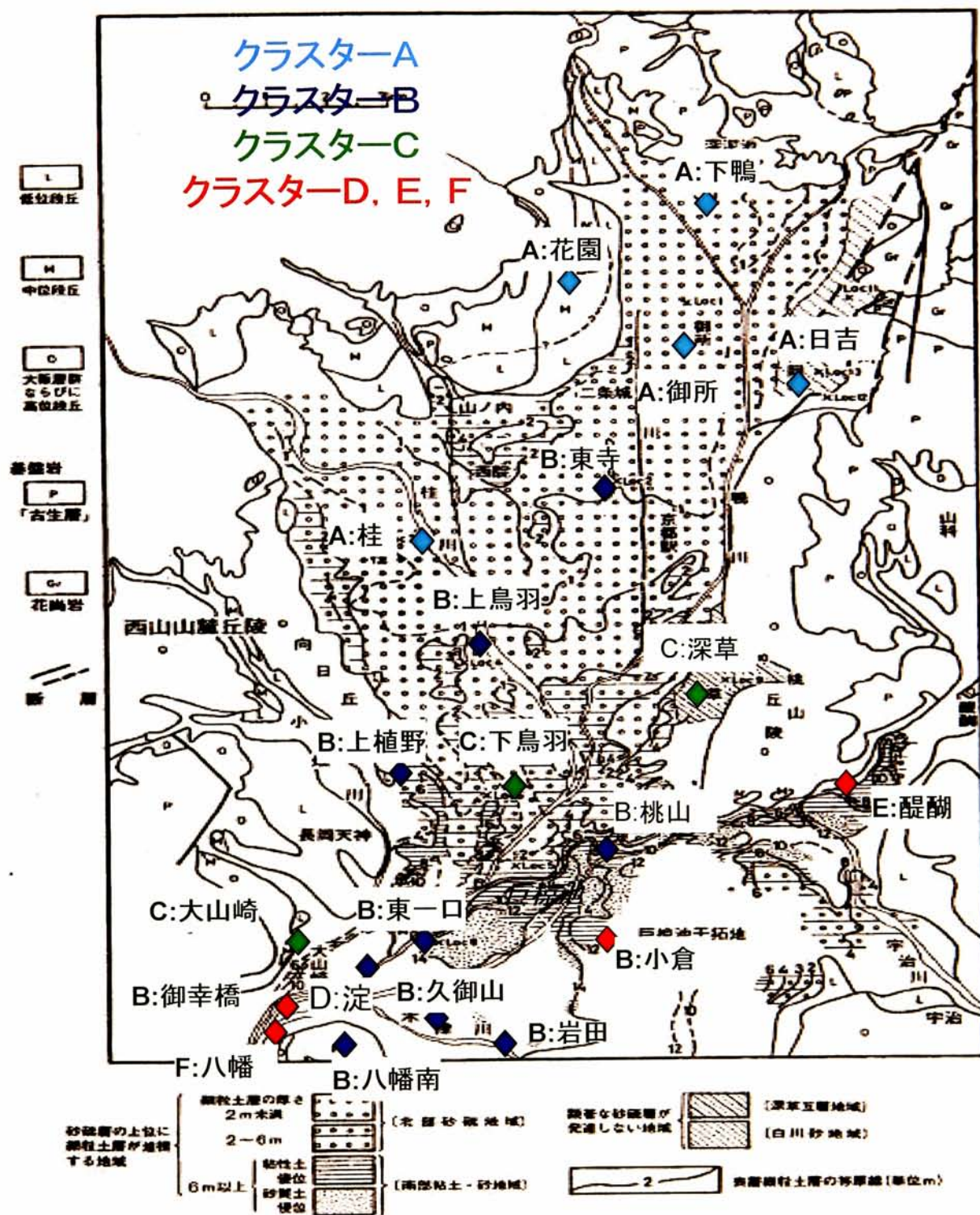


図 3-37 京都盆地の表層地質図上に配置した多変量解析結果の空間分布

表 3-6 3つの解析方法による分類結果

地点名	ヘキサダイアグラム	トリリダイアグラム	多変量解析
上鳥羽	NaHCO3型	Ⅱ	B
岩田	NaHCO3型	Ⅱ	B
東寺	NaHCO3型	Ⅱ	B
下鳥羽	NaHCO3型	Ⅱ	C
八幡	NaHCO3型	Ⅲ	F
日吉	NaHCO3型	Ⅳ	A
深草	NaHCO3型	Ⅳ	C
花園	NaHCO3型	Ⅴ	A
上植野	NaHCO3型	Ⅴ	B
御幸橋	NaHCO3型	Ⅴ	B
久御山	NaHCO3型	Ⅴ	B
桂	中間型	Ⅱ	A
桃山	中間型	Ⅱ	B
下鴨	中間型	Ⅴ	A
御所	CaHCO3型	Ⅱ	A
八幡南	CaHCO3型	Ⅱ	B
東一口	CaHCO3型	Ⅱ	B
大山崎	CaHCO3型	Ⅱ	C
淀	CaHCO3型	Ⅱ	D
小倉	CaSO4型	Ⅴ	B
醍醐	CaSO4型	Ⅴ	E
巨椋池	CaSO4型	Ⅴ	

なる地点が多い。ヘキサダイアグラムで炭酸型、トリリニアダイアグラムでⅡ型に分類された地点は盆地中央部に位置し、基本的に河川と類似した水質特性を示すタイプに分類されている。しかし、ヘキサダイアグラムで NaHCO₃ 型に分類された観測地点のうちトリリニアダイアグラムでは河川水に近いと分類されたⅡ型（上鳥羽・下鳥羽・東寺・岩田）や停滞的な地下水であるⅢ型（八幡）、温泉水や海水などに近いと分類されたⅣ型（日吉・深草）も存在する。

主成分分析＋クラスター分析ではイオン項目以外の水質項目も加えているのでさらに細かい分類となる。この結果では下鳥羽地点が丘陵部の深草や盆地南西部の大山崎等と同じクラスターに分類されている。下鳥羽の観測井戸のストレーナー深度は地表から約 50m と深く、この付近のボーリングデータでは地表から約 60m 以深に洪積世の火山灰層と粘土層が堆積しているおり¹⁾、その影響で溶存イオン類以外の水質指標を加えた主成分分析では、丘陵部の河岸段丘や大阪層群の地質の影響が強く表れている深草などと類似した水質特性を示している。同様に八幡地点（クラスターF）は表-2 に示したとおり比較的深い地下水を採水しているので周囲の地層・地質の影響が強いと考えられるが、ヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムの結果からは河川水の影響も強いことが示されており、地質図・ボーリングデータを確認すると、表層から鉛直方向に連続した帯水層が存

在する可能性があることが明らかとなった。

3 つの解析手法の結果と地質図やボーリングデータを複合して考察することで、帯水層の構造や負荷源となりうる地層・地質などを推定することが可能である。

3.4.2 地下水水質特性の経年変化の特徴

観測データの経年変化を分析すると、特定の水質項目が変化する地点が見られたが、その空間分布や時間的変動傾向は明らかにできず、対象領域の地下水水質特性の時間変動特性を説明することは困難であった。そこで、まず毎年の 8 月期データについてヘキサダイアグラムを用いた類型分類を行ってその経年変化を確認した（表 3-7）。11 年間を通して経年変動が見られない傾向がある地点から順に整理している。

桃山・東一口・八幡南は 11 年間水質類型が変化せず、下鴨・上鳥羽・花園までの 3 地点も基本的に経年変化は少ない。淀・桂・下鳥羽地点は 2～3 年の水質類

表 3-7 各観測地点のダイアグラム分析結果の経年変化

各年観測値に基づくダイアグラム分類の経年変化（上段：トリニアダイアグラム、下段：ヘキサダイアグラム、斜線はデータ欠測）											
	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
桃山	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型
東一口	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型
八幡南	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型
下鴨	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaSO4型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	
上鳥羽	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型		NaHCO3型	NaHCO3型	
花園	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaSO4型					NaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型			CaSO4型
淀	V	Ⅱ	Ⅱ	V	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	
桂	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	V	V	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型
下鳥羽	Ⅱ	V	V	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型
小倉	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ
	CaSO4型	CaSO4型	CaHCO3型	CaSO4型	CaSO4型	CaSO4型	NaSO4	NaHCO3型	CaSO4型	CaHCO3型	
八幡		V	Ⅲ	V	Ⅲ	Ⅲ	V	Ⅲ	V	Ⅲ	Ⅱ
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型
御所	V	V	V	V	V	V	Ⅱ	Ⅱ	V	Ⅱ	V
	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型
東寺	Ⅳ					V	Ⅱ	Ⅳ	Ⅳ		Ⅱ
	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型
岩田	V	I	V	I	V	V	V	V	V		V
	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	
深草	Ⅳ	Ⅳ	Ⅳ	V	Ⅳ	V	Ⅳ	V	Ⅳ	Ⅳ	Ⅳ
	NaCl	NaHCO3型	NaCl	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaCl	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	
上植野	V	V	V	V	V	Ⅳ	V	V	Ⅳ	V	V
	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaSO4	NaSO4	NaSO4	NaHCO3型	NaSO4	NaHCO3型	
日吉	V	V	Ⅱ	Ⅳ	V	V	Ⅱ	Ⅱ	V	V	I
		NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	CaHCO3型	NaHCO3型	NaHCO3型	MgCl
醍醐	Ⅱ	I	Ⅱ	I	Ⅳ	I	I	V	V	I	I
	CaHCO3型	CaSO4型	CaHCO3型	CaSO4型	NaSO4	MgSO4	CaSO4型	CaSO4型	CaSO4型		CaSO4型

型が変化しており，トリリニアダイアグラムによる水質類型が全期間平均はⅡ型だが一部の年でⅤ型，ヘキサダイアグラムによる水質類型では全期間平均は CaHCO_3 型あるいは NaHCO_3 型であるが，淀地点のみ混在する．以上の9地点では全期間を通して8年以上Ⅱ型と分類され，殆どの地点は盆地中央部に位置しており，これまでの分析結果からも河川水からの涵養の影響が強く，かつ水質類型としては安定している．小倉地点は，トリリニアダイアグラムによる水質類型は全期間Ⅱ型で変化しないが，ヘキサダイアグラムによる水質類型が CaSO_4 型を中心に河川の影響を示す CaHCO_3 型あるいは NaHCO_3 型が現れており，河川からの涵養水の影響が年ごとに変化していると考えられる．

八幡から醍醐までの8地点は，両ダイアグラム分析による水質類型が11年間を通して変動している．八幡・御所，東寺・岩田地点のトリリニアダイアグラムによる水質類型はそれぞれ CaHCO_3 型あるいは NaHCO_3 型で安定しているが，ヘキサダイアグラムによる水質類型は中間型のⅤ型やⅢ型，東寺では解析できる年は少ないもののⅣ型となる年が見られる．

期間内に類型が大きく変化する地点は，盆地周辺部に位置する醍醐・日吉・深草・上植野等の4地点で見られた．日吉・深草・上植野は盆地周辺丘陵部に位置し，河川水と丘陵部浸透水が涵養源であり，盆地中央の沖積層堆積物と丘陵部の洪積層堆積物の影響が混在すると考えられる．日吉は全期間中でⅤ型に属する年が多く， NaHCO_3 型と CaHCO_3 型で，基本的には河川水の影響が強いと考えられるが，Ⅰ・Ⅱ・Ⅳ型や MgCl 型など海水由来が推定できる類型も現れる．日吉観測井戸の深度は地表から約16mとそれほど深い井戸ではないが，地層・地質データから洪積世海成堆積層が地表付近に存在しており，これが塩分供給源となっている可能性が高い．深草地点はヘキサダイアグラムによる分類では主にⅣ型が現れ，1995～1999年の間に1年おきにⅤ型に分類される．トリリニアダイアグラムでは1998年までは NaCl 型が現れる年もあるが，多くの年で NaHCO_3 型に分類される．丘陵部の海生堆積層の影響と河川水の影響が数年間隔で変動していることが考えられる．上植野地点は中間型のⅤ型から地下水の特性を表すⅣ型へ，河川影響を示す NaHCO_3 型から NaSO_4 型へ経年的に移行しており，河川の影響が経年的に小さくなっている可能性がある．

醍醐地点は山科盆地に属し，京都盆地中央部とは地形・地質的に異なる特性を持つ．1994年まではⅡ型と CaHCO_3 型に分類されるが，1996～1997年にはⅣ型や $\text{NaSO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$ という類型が見られ，その後はⅠ型と CaSO_4 型で安定している．これらの結果から時間の経過とともに河川水影響から停滞性地下水あるいは土壌土質の影響が強くなったことが推定される．1996～1997年には醍醐付近では地下鉄工事が行われており，その影響で水質特性が一時的に攪乱された可能性が高い．

3.5 結 論

京都盆地水系の地下水水質観測データを用いて、ヘキサダイアグラムとトリリニアダイアグラム、および多変量解析を用いた水質特性の類型分類をおこない、その時空間分布特性と地層・地質等の要因との関係について考察を行った。その結果、盆地中央部の平地部の地下水帯は河川表流水の影響を強く受けており、また深度の深い井戸においても河川水の影響がみられ、帯水層が表層から比較的深い層まで連続している可能性が明らかとなった。また、盆地周辺の丘陵部では、段丘堆積物や洪積層堆積層の影響を受け、温泉水や停滞性の強い地下水の特性が見られた。さらに、10年程度の観測期間内では多くの観測地点の水質特性はほぼ同類型であるが、地下構造物建設等により一時的に水質特性が変動する可能性も明らかとなった。以上の解析結果をもとに、水質特性から見た地下水帯水層の構造をモデル化し、涵養源・汚染源を特定するなどを利用して、地下水の持続的な利用可能性や汚染対策を検討・評価するための地下水水質モデル解析を行う上で、涵養源や負荷源のパラメータを時空間的に与えるための有効な情報となりうる。

参考文献

- 1) 総合研究開発機構：地下水管理における「京都方式」の研究，(株)システム科学研究所報告書，1986.
- 2) 環境省：中央環境審議会総合政策部会公害防止計画小委員会第18回会合，環境省中央環境審議会，<https://www.env.go.jp/council/02policy/y022-18a.html>（参照2010/02/15），2008.
- 3) 国土交通省河川局監修：地下水年表，地下水技術協会，1994～2004.
- 4) 厚生労働省健康局水道課，水道統計 施設・業務編，1994～2007
- 5) 京都府，京都府の工業，統計表3(用水編)，1994～2006.
- 6) 藤原拓・大年邦雄・唐心強・山辺敬介：沿岸施設園芸地帯における地下水水質の多変量解析による類型化に関する研究，水環境学会誌，Vol.24，No.11，pp.724-732，2001.
- 7) 栃本博・関山登・矢口久美子・瀬戸博：多変量解析による伊豆大島水源地下水の水質特性の解明，水環境学会誌，Vol.28，No.12，pp.759-767，2005.
- 8) 黒田和男：地下水位・地下水水質年表から見る地下水動態の変遷と課題－京都盆地中央部の事例，地下水技術，Vol.50，No.10，pp.9-22，2008.
- 9) 向井浩・治田隆宏・田中里志：井水の化学成分に基づく京都盆地北部市街域の地下水系の解析，地球化学，Vol.43，pp.45-57，2009.

第4章 気候変動が及ぼす地下水環境への影響予測

4.1 研究の背景と目的

地球規模の気候変動は地域水系に多大な影響を及ぼすことが予想されている。将来的な水資源としての地下水利用可能性やその保全対策を検討・実施するためには、地下水利用実態と地下水位変動を把握するとともに水質汚濁状況についても十分考慮する必要がある。特に地下水は一旦汚染されると短期間での水質改善は困難であり、汚染状態は長期間に及ぶため、水資源の安全な利用の観点からも地下水質の継続的な監視が求められるとともに、気候変動等の自然要因や揚水量変動等の人為的要因を含めた将来的な水位・水質の時空間的な分布特性の解析が重要となる。

地域水系に及ぼす気候変動影響については、河川表流水系を対象とした研究が近年多く行われるようになった。井本ら¹⁾は GCM 出力をベースに分布型流出モデルを用いて、国内外の河川流域を対象にした解析を実施し、気候変動により流量偏差の拡大、ピーク流量の増大および洪水被害の増大が予測され、ダム等を有効に活用した流域管理の必要性を指摘している。立川ら²⁾も同様に GCM 出力と分布型流出モデルを用いて、最上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について解析し、融雪流出量の変化や低頻度の洪水ピーク流量が増大する可能性を示し、将来的な貯水池管理方式の変更や必要となる河川整備のレベルなどの適応策・対応策に結びつく知見を得ている。

気候変動は降水・蒸発散・表流水・浸透等を通して地下水環境にも大きな影響を及ぼす。IGES 白書³⁾では、アジア太平洋地域の地下水水資源への影響として、一部地域での地下水涵養能力の低下、降水量変動が大きくなり利用可能な表流水量に格差が生じるための地下水利用の増大、海面上昇に伴う沿岸地域地下水の塩水化が予想されることを指摘している。今井ら⁴⁾は海水準が低下した場合には沿岸部地下水位も低下して塩分濃度の侵入範囲が拡大すること、氷期における涵養量の減少を考慮した地下水流動解析に基づき地下水位が低下するとともに、塩分濃度の変化は比較的小さいことを明らかにしている。このように、モデルを用いて降水量と気温の変動がもたらす直接的な水環境への影響を定量評価する研究が進められているが、その多くは表流水系に着目したものであり、地下水帯水層については、沿岸域での塩水影響のものが主なものである。また、京都盆地水系の地下水環境について気候変動の影響を検討したものは少ない。そこで、本研究では、京都盆地水系の地下水流動と水質モデルを活用して、全球気候モデル(GCM)で予測された降水量に基づき、気候変動による地下水環境への影響評価を行った。

4.2 対象領域

対象領域である京都盆地は前章までで説明したように南北約 30km，東西約 15km の領域で(図 4-1)，周辺山地は主に砂岩・泥岩・チャート・緑色岩などの丹波帯中・古生層と盆地北東方に分布する北白川花崗岩からなり，盆地縁の丘陵地には主に大阪層群が分布する．京都盆地の地下水帯は盆地南部の巨椋池干拓地以南で最大深度となり，盆地南西部の大山崎・男山付近で滞水層基盤深度が 30～50 m 程度と浅く⁵⁾，この部分がダム堤体のような構造となっているため，盆地内部の地下水は停滞性が強く，一旦汚染された地下水は容易には流出せず，水質回復

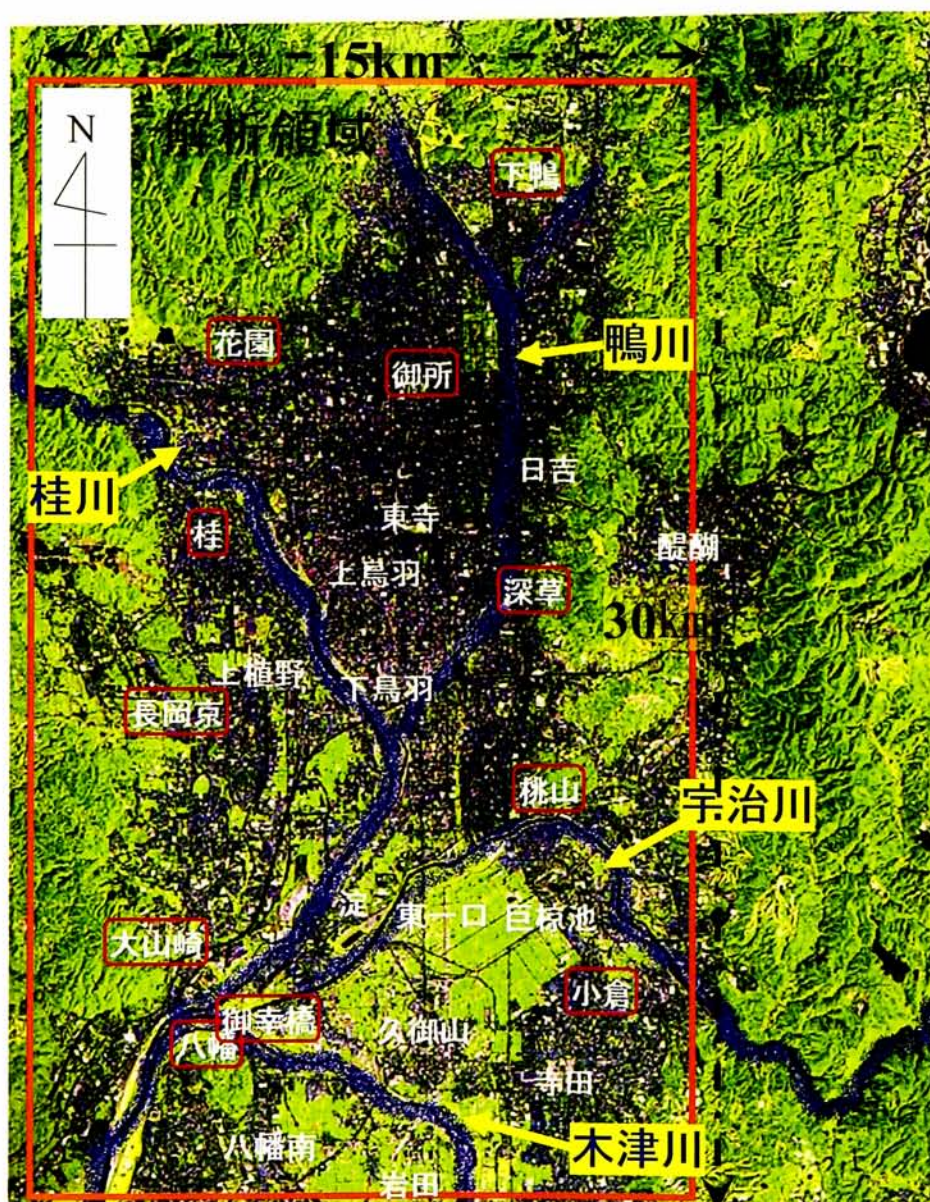


図 4-1 研究対象領域

には非常に時間を要する。対象領域内には 22 地点の観測井戸における水位および水質観測が実施されており，水質については年 1 回(8 月)の標準項目，年 3 回(2, 5, 11 月)の簡易項目分析が行われ，1987～2002 年までのデータが公表されている⁶⁾。本章では，GCM 予測降水量変動による地下水環境への影響を解析するため，降水浸透が盆地中央に向かって流れ込む領域と考えられる河川と周辺丘陵地に挟まれた 11 地点（図 4-1）に特に着目して解析モデルの作成を行った。

4.3 解析手法

4.3.1 地下水流動・水質モデルの概要

京都盆地水系の地下水環境を解析するために，平面二次元の飽和地下水流動と移流・拡散水質モデルを適用した。地下水流動の基礎式を以下に示す。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(h-s) \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k(h-s) \frac{\partial h}{\partial y} \right\} + \varepsilon \quad (1)$$

ここで λ は有効間隙率， h は水位， s は帯水層基盤高， k は透水係数， ε は降水および河川水による涵養量， x ， y は空間距離， t は時間である。

移流拡散と涵養負荷量を含めた水質モデルの基礎式を以下に示す。

$$\lambda \frac{\partial \{(h-s)C\}}{\partial t} = \lambda \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D_x(h-s) \frac{\partial C}{\partial x} \right\} + \lambda \frac{\partial}{\partial y} \left\{ D_y(h-s) \frac{\partial C}{\partial y} \right\} - \frac{\partial \{u(h-s)C\}}{\partial x} - \frac{\partial \{v(h-s)C\}}{\partial y} + \varepsilon \cdot C_e \quad (2)$$

ここで， C は汚染物質濃度， D_x ， D_y は x ， y 方向の拡散係数， u ， v は x ， y 方向のダルシー流速， C_e は地表および河川からの流入物質濃度を示す。対象領域の空間差分間隔は 100(m)，時間差分間隔は CFL 条件の考え方に基つき 3,600(s)として，上記 2 式を差分化し，同時並行で計算を実施した。

地下水帯水層の基盤標高はボーリングコア図⁷⁾ 基に，岩盤層または厚い粘土層を基盤層の基準として領域内約 1,500 点の基盤標高を決定した。次に砂・粘土等地質別の標準的な透水係数および有効間隙率⁸⁾に帯水層内のボーリングコア図の地質構成比の重みづけ平均値を求めて各地点の帯水層の透水係数および有効間隙率を算定した。算定された各地点の基盤標高・透水係数・有効間隙率をもとにクリンギング法により領域全体の各グリッドの値を算定した。領域内の透水係数は $9.0 \times 10^{-5} \sim 3.68 \times 10^{-3}(\text{m/s})$ の範囲で平均値は $5.6 \times 10^{-4}(\text{m/s})$ ，有効間隙率の範囲は 0.065～0.185，平均値は 0.130 となった⁹⁾。さらに，国土地理院の細密数値情報の 10m メッシュの土地利用データ，50m メッシュの地表標高データ (DEM) を元

に、計算領域メッシュの土地利用および地表標高を決定し、降水量については、領域内の4箇所の AMeDAS 降水量を用いてティーセン法によって各計算メッシュの時間雨量を与えた。

4.3.2 地下水涵養量の設定

地表からの涵養量は物理的なプロセスを表現できる Horton の浸透能式に基づいて涵養量の評価を行った¹⁰⁾。Horton モデルでは、地面は土質や地被条件に応じて決まった浸透能の挙動性質をもっており、地面に到達した雨水はここで浸透分と地表流下分に分けられる。降雨によって浸透能は低下し、降雨強度が浸透能を越すようになると、浸透しない部分は地表流下となり、浸透能以上の降雨の地下水への涵養は起こらない。今回用いた浸透能式は、状況によって3つの式で表されるものとする。

I：降雨強度が浸透能より小さい段階

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\frac{f_c}{Sm}t} \quad \dots\dots\dots (3)$$

II：降雨強度が浸透能より大きい段階

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\frac{f_0}{Sm}t} \quad \dots\dots\dots (4)$$

III：降雨がない段階（浸透能の回復）

$$f(t) = f_0 + (f_c - f_0)e^{-\frac{f_0}{10Sm}t} \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 f ：浸透能、 f_0 ：初期浸透能、 f_c ：最終浸透能、 Sm ：最大表層水分保留量、 t ：降雨時間である。雨水浸透能の評価のために、初期浸透能、最終浸透能、最大表層水分保留量については、文献^{9), 10)}を参考にして土地利用毎に一定の値を定めた。ただし、水田においては灌漑期と非灌漑期を考慮して5～8月期には雨水浸透はないものとした。地表面が乾燥しているときには初期降雨は地中の水分として保留され、地下に涵養しないので、これを初期損失で表現した。初期損失量は、浸透域と不浸透域を考慮し、土地利用毎に設定した。ただし、一降雨の継続時間が24時間を超える場合には、1日あたりで設定した初期損失量のみが発生するものとする。土地利用種別毎に標準的な係数値範囲を設定した上で調整し、初期浸透能(mm/h)は1.0(交通用地)～100.0(森林域)、最終浸透能(mm/h)は0.0(交通用地)～60.0(森林域)の範囲で与えた⁹⁾。

河床からの涵養量については河床部に難透水層を仮定した浸透流モデル¹¹⁾を

用いて計算した。このモデルは、河床に薄い難透水層が存在することを仮定して、その透水係数から河川の鉛直浸透量を評価する。基礎式を以下に示す。

$$q_m = k_m \frac{\Delta h}{a} \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 q_m ：鉛直浸透量、 k_m ：難透水層の透水係数、 a ：難透水層厚、 Δh ：河川水面と地下水面の水位差、である。地下水位が河川水位よりも高くなる時は、地下水から河川に流出するので、河川・地下水間の双方向の水のやり取りである交流現象を表現できる。層厚 0.1(m)、透水係数 0.4(m/s)は文献値¹²⁾をもとに設定した。また、上述の河川涵養モデルを適用するためには、計算時間ごとに変動する河川水位を全ての河川メッシュで決める必要があるので、対象領域内の河川メッシュの判定を細密数値情報により厳密に行い、国土交通省水文水質データベース¹³⁾から対象領域内の河川観測所の水位観測値を内挿補間して全河川の水位を算定した。また、河床標高については、水文水質データベースでは厳密な測量値が公表されていないので、Google-Earth等の地形情報から推定した。

工業用および上水道用の地下水揚水量については、領域内の市町村・区別の年間統計データを用いた¹⁴⁾。農業用水について同様の空間分布データが得られなかったので、水田および畑地の全国平均面積あたり地下水揚水量原単位¹⁴⁾とグリッド内土地利用比を基に灌漑期・非灌漑期別に設定した。

4.3.3 水質モデルの設定

水質計算の対象物質として地下水汚染の代表的な項目である総窒素(T-N)を選択し、拡散係数および地表涵養水中濃度については文献資料から想定される係数値範囲を設定し、計算値の再現性が高まるように調整した結果、拡散係数＝0.084(m²/s)を与え、地表涵養水中濃度は森林(2.99mg/L)、水田(1.40mg/L)で高く、建物用地(0.50mg/L)で低い値を設定した。河川水質については各河川の1～2地点で月1回計測されている水質観測データ¹¹⁾を毎月平均水質値として与えている。

外部境界条件設定として分水嶺境界条件と流量境界条件の二種類を用いた。計算対象期間は1992～2002年とし、1991年の平均水質および降水量を与えて年内変動が定常状態になるまでスピニング計算を行い、それを初期値として対象期間の計算を行った。

4.4 地下水流動と水質モデルの再現性評価

地下水流動と水質モデルの再現性を評価するために、国土交通省の地下水位観

測データ、および地下水年表⁶⁾に掲載されている京都盆地内の22地点の観測データを用いた。地下水位については日平均値としてまとめられているので、計算値も日平均値を求めて再現性を確認した。全窒素については8月期の年一回の観測のみであるので、計算対象期間1992年～2002年の期間平均値をもとに再現性の確認を行った。

地下水流動計算結果の一例を図4-2に示す。大山崎地点は再現性が良好で、降水に対応した地下水位変動および地下水標高の絶対値についても計算値と観測値がほぼ一致している。一方、御所地点では降水に対応した時間変動は再現できているが地下水位標高の絶対値は3～4m程度ずれており、計算値は過大評価となっている。この要因として、モデルの空間分解能が100mであるため地表標高はひとつのメッシュ内の平均標高であるのに対して、観測地点はその地点の地点標高値であり、観測水位が計算格子領域の平均水位を代表しているとは限らないこと、また、河川河道に近いグリッドでは河床からの浸透による涵養の影響が強く表れることが考えられる。地下水位の観測値と計算値の相関図を図4-3に示す。地下水位については毎年平均値について示している。左図は全22地点の、右図は代表11地点の地下水位毎年平均値の観測値と計算値の相関図である。全22地点の再現精度を高めることは困難で、一部の地点では10m程度の大きな誤差が生じている。これらの地点は、盆地周辺の丘陵部(日吉・上植野等)や盆地南西部の帯水層基盤標高が深い地域(東一口・岩田等)や、観測井戸のストレーナー位置が深い(巨椋池・下鳥羽)などの要因でモデル計算結果が十分観測値を再現できていないと考えられる。これらの地点は点を除いた代表11地点(図4-1中の赤枠囲)での結果を見ると、回帰係数は1.026、相関係数は0.826であり、十分な再現精度をもっている。

地下水水位の再現性が高いと評価した大山崎地点でも、晴天時の平常水位において計算値と観測値に1m程度のバイアスが生じており、観測地点近傍の桂川の河川水位の影響が考えられる。このようなバイアスが生じる要因として、モデルの空間分解能が100mであり、地表標高は一格子内の平均標高であるのに対して、観測地点はピンポイントの地点標高値であり、観測水位が計算格子領域の平均水位を代表しているとは限らないこと、観測井戸のストレーナー位置が対象としている帯水層を含んでいるか不明確なこと、主要河川河道に近いグリッドでは河床からの浸透による涵養の影響が強く表れること、さらに、ボーリングコアデータから求めた帯水層基盤標高も地下水水位に影響を及ぼしている地点があり得ること、などが挙げられる。しかし、各観測地点においてこれらの要因を精査してモデル条件を変更するためには膨大な作業量を要する。また、盆地中央の平野部に位置する観測井戸では全般に地下水位の再現性は高かったもので、今回はこのモデルを用いて、水質モデルの計算を行った。

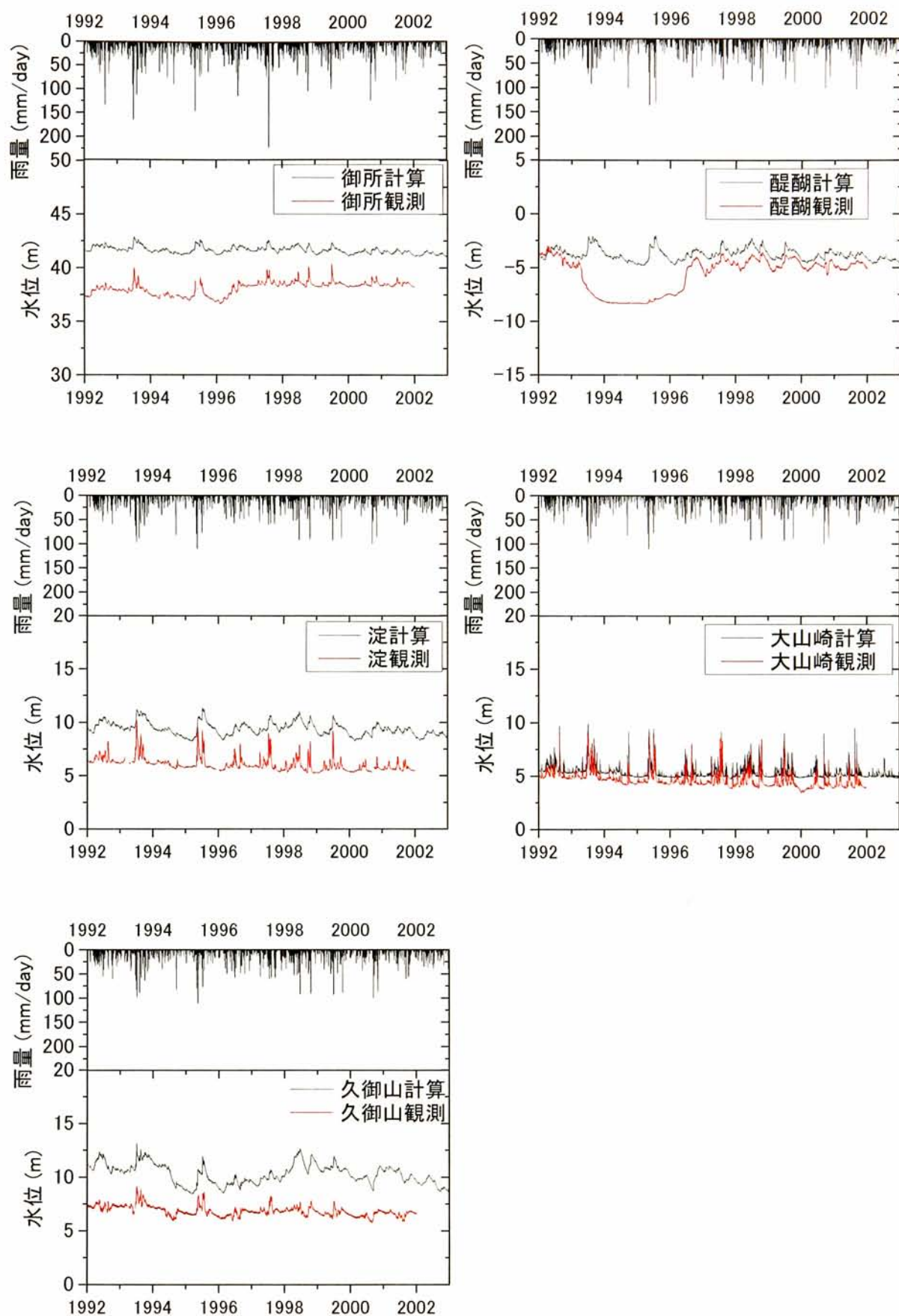


図 4-2 地下水流動モデル計算結果（水位時系列と年間水位平均値相関図）

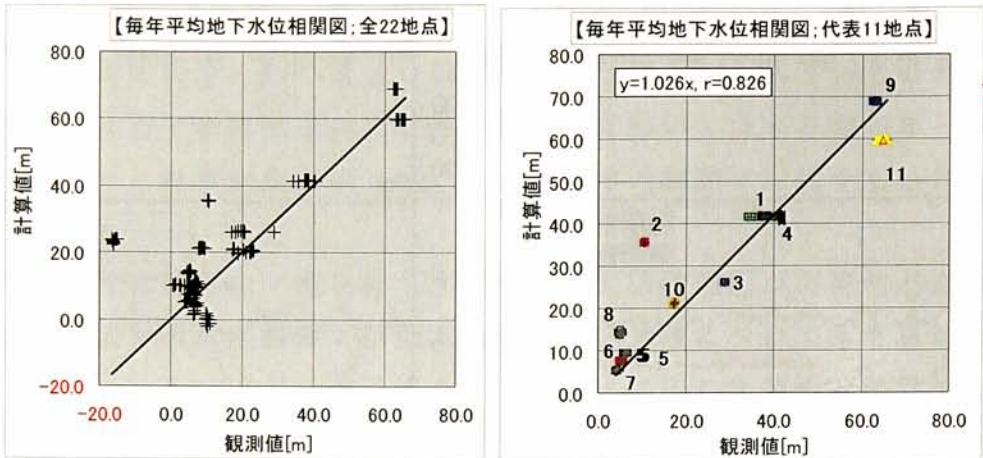


図 4-3 地下水位の観測値と計算値の相関

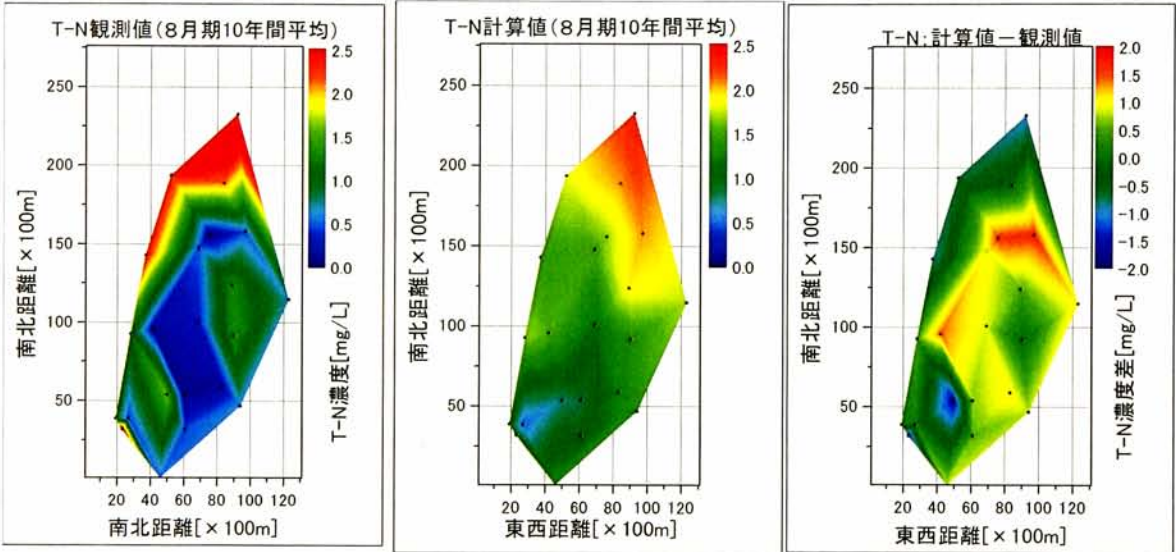


図 4-4 地下水水質の観測値と計算値の空間分布

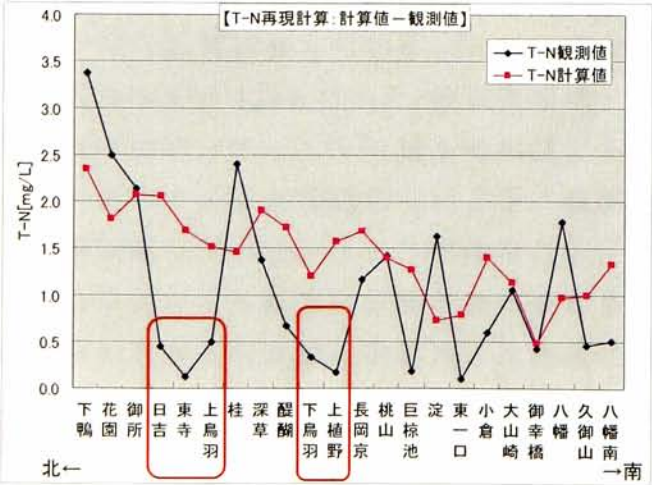


図 4-5 地下水水質の観測値と計算値の空間

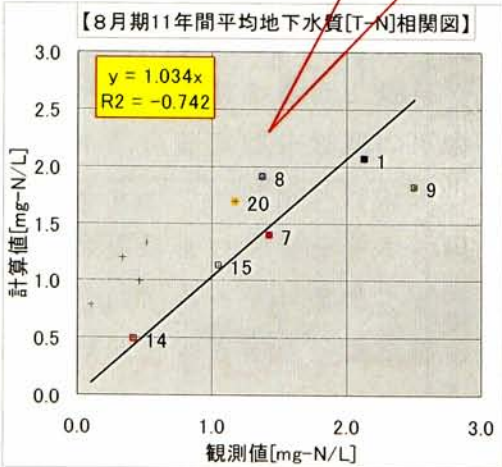


図 4-6 地下水水質の相関図

T-N 濃度の全期間平均値の空間分布を図 4-4 に、観測値と計算値の相関図を図 4-5 に示す。図 4-4 を見ると、河川からの涵養量やその T-N 濃度を調整した結果、三川合流部付近での地下水観測値が極端に小さいことがモデルで再現できるようになった。しかし、淀地点のみが周辺観測地点と比較して一地点のみで観測値が特に高い濃度を示している。このような特異的な水質特性をモデルでは十分再現できていない。対象領域の北から南に向けての観測値と計算値の空間特性を図 4-5 に示す。観測値が特に小さい日吉・東寺・上鳥羽地点、下鳥羽・下鳥羽地点などの区域での再現性は低い。領域北部から南部に向けての T-N 濃度の低減傾向や三川合流部付近の T-N 濃度の低い領域の再現性は高い。水位と同様に盆地周辺の丘陵部から中央平野部にかけての代表 11 地点の観測値と計算値の相関図を図 4-6 に示す。水質(T-N)については上述のとおり年 1 回(8 月)のみの観測であるので全計算期間 8 月の平均値について示している。観測地点番号を附していない他の 11 地点での観測値が低濃度の地点では過大評価となっている傾向がある。しかし、代表 11 地点に絞った相関分析の結果、回帰係数は 1 に近く、相関係数は 0.742 と高く、全体的な地下水水質の空間分布の再現性は許容範囲であると評価した。

4.5. 気候変動による地下水環境への影響評価

4.5.1 GCM による降水量予測データ

IPCC 第四次評価報告書における CO₂ 排出シナリオ SRES-A1B の今世紀末までの平均全球気温上昇は約 2.8℃であり、多様な温暖化シナリオの中で平均的な気温上昇を想定している。これに基づき、気象庁気象研究所が開発した超高解像度全球大気モデル(MRI-AGCM20, TL959)で計算された、現在気候実験(1979～2003 年)、近未来気候実験(2015～2039 年)、21 世紀末気候実験(2075～2099 年)の 3 つの期間の出力降水量を入力データとして、地下水流動・水質モデルを用いて、気候変動による地下水環境への影響評価を行った。MRI-AGCM20 の空間解像度は約 20km であり、対象領域をひとつのグリッドでほぼカバーしている。本研究ではそれぞれの期間後半の 10 年間を評価期間とし、それ以前のデータを用いてスピナップ計算を行い、評価期間計算の初期値を設定している。なお、河川水位については、本来ならば同じ気候実験の降水量データを用いて表面流出解析を行い河川水量・水位を計算したものを与えるべきであるが、作業量が膨大となるため、今回の予測計算ではモデル作成時に使用した 1992～2002 年の各河道地点での月平均水位を求め、将来予測時の河川水位としている。また、将来的な土地利用の改変、地下水揚水量の変化は想定せず、農業用施肥の質および量の変化もなく、地表からの雨水浸透水中の T-N 濃度も変化しないものとして計算を行った。

評価期間の降水量データの特性を図 4-7 に示す。21 世紀末気候実験において年降水量はやや増加するが年降水量の評価期間内での変動は小さい。最大降雨強度については、現在気候実験から近未来気候実験、21 世紀末気候実験になるほど、毎年最大降雨強度の平均、標準偏差、評価期間内における最大降雨強度が大きくなっており、集中豪雨の発生が増えることを示している。このような降水量特性の将来変化がもたらす地下水流動と水質への影響に着目した。GCM による将来予測（近未来気候実験および 21 世紀末気候実験）の降水量を入力して得られた地下水位と T-N 濃度の計算結果と GCM の現在気候実験との差を図 4-8～図 4-10 に示す。両図とも 10 年間の評価期間内の平均水位および T-N 平均水質の差をとっており、水位については差がプラスの場合地下水位の上昇、T-N の場合は差がプラスの場合は濃度増加を示している。図 4-8, 図 4-9 では全体的な傾向を示すために水位偏差範囲を小さく設定した全領域の水位偏差の空間分布図と特に大きな水位低下が見られた大山崎付近を拡大した図を加えている。

GCM 降水量によるアンサンブル予測の説明

4.5.2 近未来および世紀末の地下水位・水質変化

評価期間内平均水位差(図 4-8, 図 4-9)を見ると、盆地中央部の桂川・鴨川沿いの両岸に連なる領域で将来気候実験では地下水位の低下(図中青色)がみられ、その最小値は近未来気候実験で -2.27 (m), 21 世紀末気候実験で -2.35 (m)であり、ともに、桂川・宇治川・木津川の三川合流部の北部の大山崎町付近に約 1km 四方の領域で地下水位低下が現れた区域である。この区域では 21 世紀末気候実験の方が地下水位低下は大きくなるが、他の区域を含めて地下水低下の面積は小さくなっている。逆に地下水位上昇(図中赤色)が特に大きくなるのは、盆地西部の丘陵部、宇治川以南の巨椋池干拓地付近、木津川以南の領域最南部区域であり、その最大値は近未来気候実験で $+0.82$ (m), 21 世紀末気候実験で $+1.40$ (m)であった。前者は三川合流部南の区域で、後者は三川合流部の北部で大山崎町から長岡京市にかけての区域で算定された。

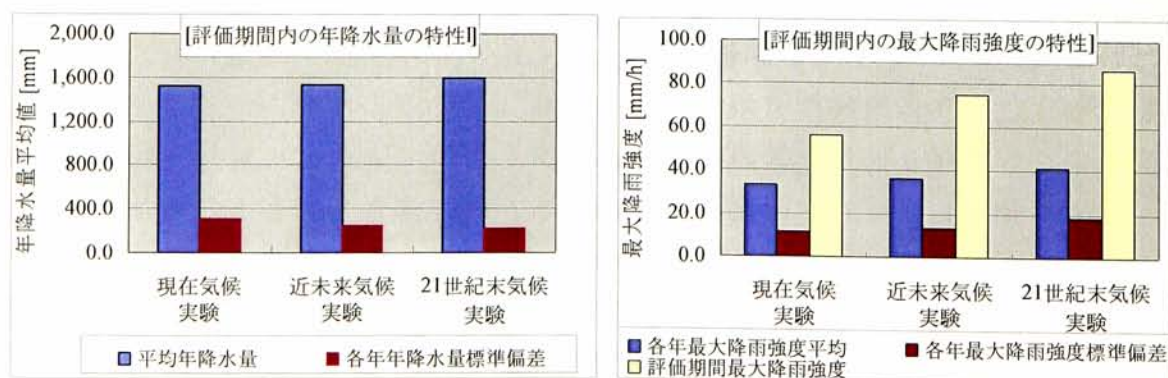


図 4-7 MRI-AGCM20 により計算された 3 期間の降水量特性

以上の結果から、将来の気候変動による降水量の変化は、京都盆地水系の中央部の地下水位を低下させ、南部と南西部では上昇させる可能性がある。ただし、

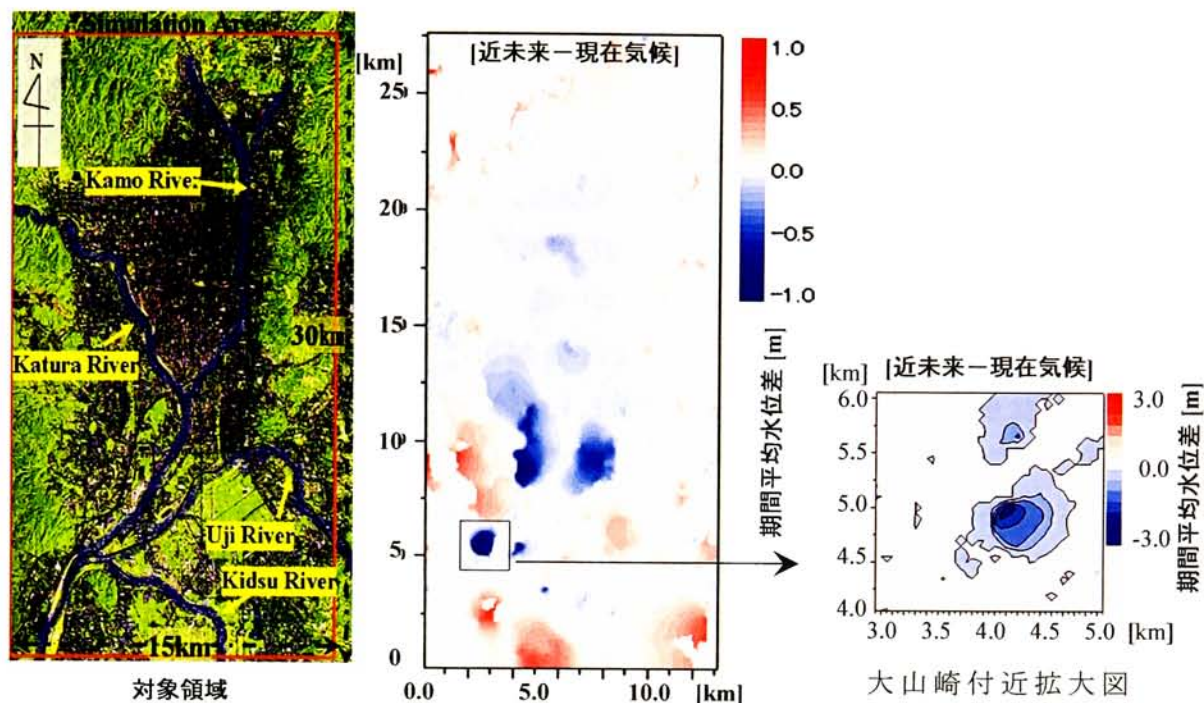


図 4-8 MRI-AGCM20 出力を用いた T-N 濃度予測結果の全評価期間平均値の近未来と現在気候の偏差

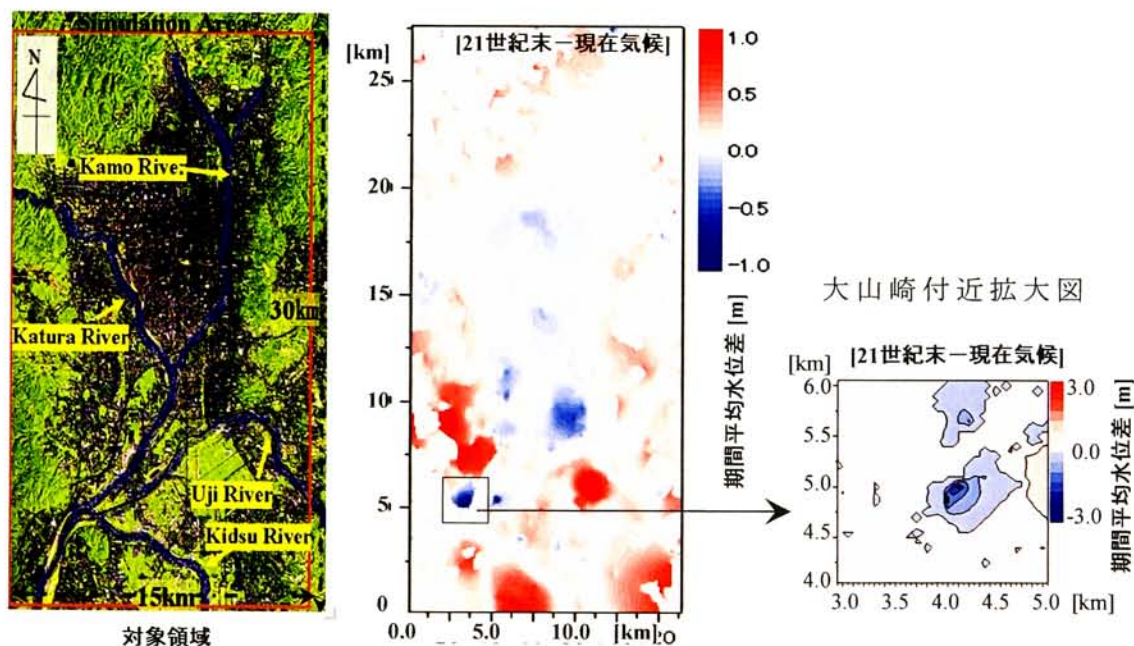


図 4-9 MRI-AGCM20 出力を用いた T-N 濃度予測結果の全評価期間平均値の 21 世紀末と現在気候の偏差

地下水位の上昇と低下がモザイク状に入り組んだ構造になっており、2章で述べたように三川合流部付近に地下水帯水層基盤標高の浅い領域がダム堤体のような構造になっていることが影響していると考えられる。また、21世紀末気候実験を用いた予測地下水位が上昇する区域面積が、近未来気候実験よりも増加し、逆に地下水位が低下する区域面積が減少している。気候変動による将来の降水量変化は、盆地水系地下水の水位を全体的に上昇に導く結果となった。

地下水水質についても同様の検討を行った。評価期間内平均 T-N 濃度差(図4-10)を見ると、盆地域北西部から南部の巨椋池干拓地周辺部にかけて連続的に T-N 濃度低下(図中青色)区域がつながり、T-N 濃度上昇(図中赤色)区域が盆地南西部にかたまって現れるとともに、盆地周辺丘陵部にも点在する。T-N 濃度差の最小値は近未来気候実験で -0.48 (mg/L)、21世紀末気候実験で -0.39 (mg/L)であり、ともに領域中央西部の桂丘陵と盆地中央東部の東山山麓南端に現れる。地下水位の変動と比較すると、後者の東山山麓付近の地下水位は現在気候実験と同等かやや地下水位が上昇しており、物質量と水量のバランスを考えると T-N 濃度が低下しても不自然ではない。ただし、地下水位の上昇は小さく、それに対して非常に狭いエリアで T-N 濃度の低下が現れた。

T-N 濃度上昇の最大値は、近未来気候実験で $+0.228$ (mg/L)、21世紀末気候実験で $+0.335$ (mg/L)であった。両者ともに盆地西部の大山崎北部に現れている。地下

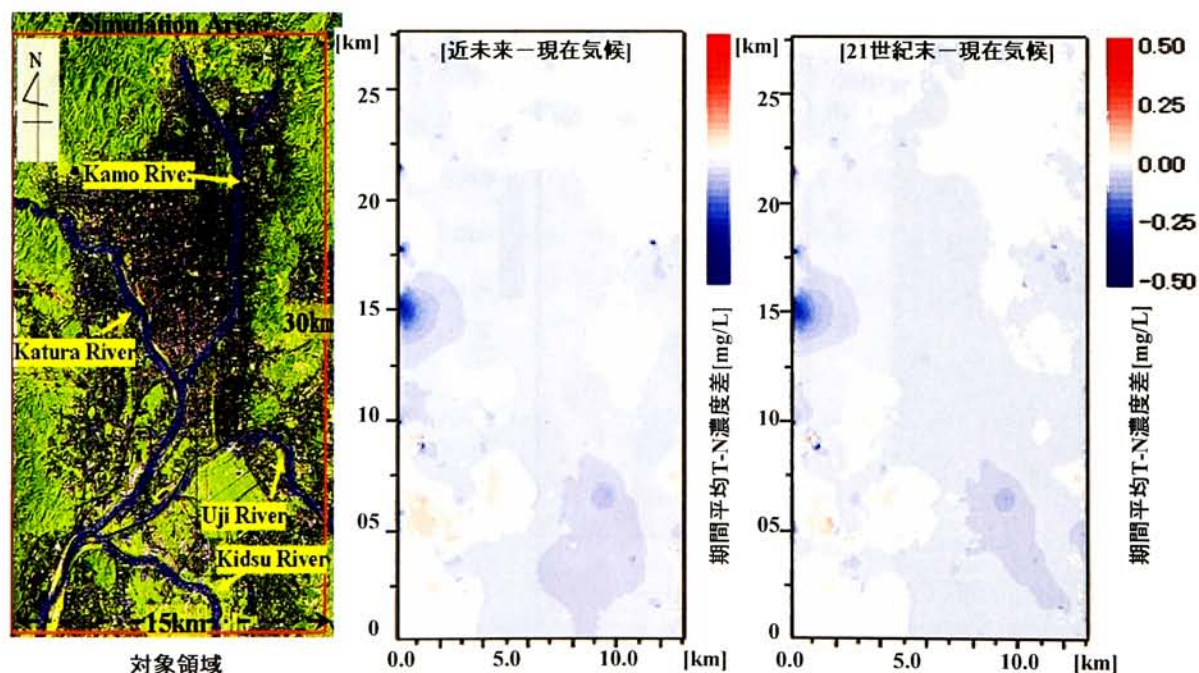


図 4-10 MRI-AGCM20 出力を用いた T-N 濃度予測結果の全評価期間平均値の近未来・21 世紀末と現在気候の偏差

水位の変動と対応させると、長岡京市－大山崎町付近では地下水位上昇と T-N 濃度の低下が見られ、三川合流部直北の区域と南東部の巨椋池干拓地では、地下水位の低下と T-N 濃度の上昇が見られ、地下水流動と物質の移流・拡散の収支に対応した結果となっている。さらに南の淀川左岸域では地下水位の上昇と T-N 濃度の上昇域が重なるが、この付近の地下水帯水層基盤が浅くなりダム堤体のような構造となっており、比較的帯水層厚も薄いため、水位変動に伴う流動が弱まったためと考えられる。また、盆地中央部では地下水位と T-N 濃度が低下する区域が広がっている。これらは地下水流動のみでは説明が難しく、涵養水中負荷量の影響および河川－地下水間の交流現象などを検討する必要がある。

以上の結果から、将来の気候変動による降水量の変化は、京都盆地水系の西部丘陵部から中央部および南部巨椋池干拓地区域の地下水中 T-N 濃度の低下をもたらす。盆地南西部と東山山麓南部丘陵区域では濃度上昇をもたらす。その濃度変化の最大幅は現況再現濃度平均値(2.3(mg/L))の 1/5 程度であり、推定された濃度上昇により水質環境基準を超過する地点はない。

4.5.3 地下水水位・水質に及ぼす影響の時空間解析

GCM 予測降雨を用いた地下水水位および水質への影響の時空間特性を明らかにするために、近未来と 21 世紀末の全期間平均値および各年平均値について、現在気候の 10 年間平均水位・水質に対する偏差を整理した。

近未来と現在気候の全期間平均水位差をとると、全領域における水位低下面積は約 24%であるが、その内 1.0m 以上の水位低下を引き起こす面積は約 0.04%と小さい。しかし、近未来各年と現在の差を分析した結果、2035 年、2036 年については水位低下面積が約 83%であり、その内 1.0m 以上水位低下面積率はそれぞれ約 0.8%と約 8.3%、2037 年においては、水位低下面積は約 76%であり、その内 1.0m 以上水位低下面積率は約 2.5%となり、全期間平均と比べて大きな領域で水位低下が見られた(表 4-1)。各年の降水量と比べると当然ではあるが年総降水量が少ない年の方が水位減少面積も大きく、水位差も大きくなる傾向が確認できた(図 4-11)。

21 世紀末についても同様の解析を行った。全期間平均の水位低下総面積率は約 12%で、1m 以上水位低下面積率は 0.08%と、近未来同様に小さい値となった。21 世紀末の各年についてみると、全期間平均と比べて水位低下面積率および 1.0m 以上水位低下面積率が大きくなった年は 2095 年と 1997 年であり、それぞれ水位低下総面積率は約 70%、46%、1.0m 以上水位低下面積率が 0.1%、0.2%となっている(表 4-2)。これらの年の年間総降水量も相対的に少ないのは近未来と同様の傾向である。しかし、21 世紀末の各年の水位低下総面積率と 1.0m 以上水位低

表 4-1 近未来の全期間および各年の平均水位と現在気候との水位差の解析結

	近未来平均	2030	2031	2032	2033	2034	2035	2036	2037	2038	2039
水位低下面積率[%]	24.0%	38.5%	6.6%	36.3%	23.0%	30.8%	82.5%	83.6%	75.9%	36.3%	9.2%
1.0[m]以上低下面積率[%]	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.1%	0.1%	0.8%	8.3%	2.5%	1.0%	0.0%
1.0[m]以上低下面積[ha]	12	12	4	7	24	39	264	2,658	799	332	4
2.0[m]以上低下面積率[%]	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.2%	0.8%	0.5%	0.1%	0.0%
2.0[m]以上低下面積[ha]	1	1	0	0	2	2	52	247	152	44	0
降水量		1,369.0	1734.9	1635.5	1445.3	1581.6	1186.7	1378.8	1430.4	1205.7	1,799.0

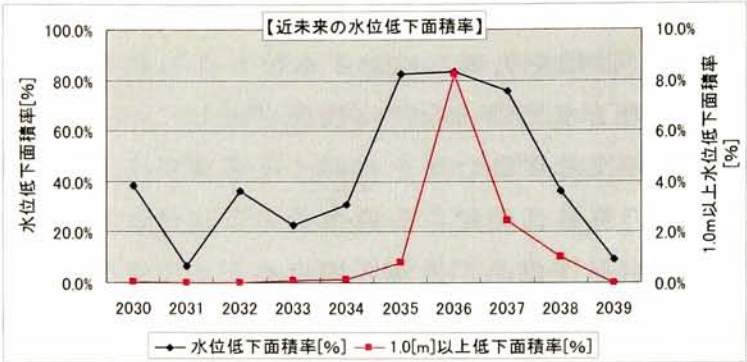


図 4-11 近未来各年の水位低下面積率と 1.0m 以上水位低下面積率の推移

表 4-2 21 世紀末の全期間および各年の平均水位と現在気候との水位差の解

	21世紀末平均	2090	2091	2092	2093	2094	2095	2096	2097	2098	2099
水位低下面積率[%]	12.3%	45.3%	26.7%	24.6%	40.9%	13.2%	70.4%	13.5%	46.5%	7.6%	20.4%
1.0[m]以上低下面積率[%]	0.1%	0.1%	0.0%	0.1%	0.2%	0.0%	0.3%	0.1%	0.1%	0.0%	0.0%
1.0[m]以上低下面積[ha]	26	36	9	24	51	9	96	27	20	7	7
2.0[m]以上低下面積率[%]	0.040%	0.003%	0.003%	0.006%	0.009%	0.003%	0.025%	0.009%	0.006%	0.003%	0.003%
2.0[m]以上低下面積[ha]	13	1	1	2	3	1	8	3	2	1	1
降水量		1667.3	1580.2	1519.1	1986.6	1501.1	1303.5	1306.4	1552.9	1805.5	1721.2



図 4-12 21 世紀末各年の水位低下面積率と 1.0m 以上水位低下面積率の推移

下面積率の変動傾向はほぼ同様に变化しており、21 世紀末では水位減少の影響が全領域に一樣に現れているといえる（図 4-12）。

近未来・21 世紀末における上述した各年の現在気候との水位差別の面積および累積面積率を（図 4-13）に示す。他の年では水位差は小さいので、ほぼ 0.0m 付近に集中した図となるが、図 4-13 に示す年では 0.0m 以下の水位変化を示す面積

が 10～100[ha]程度もあり，近未来の 2037 年では水位低下が 4.0m 以上となる地点も存在する．このように，領域全体でみると，近未来・21 世紀末においては水位上昇する傾向が見られるが，局所的には大幅な水位低下をもたらすので，地下水を水資源として利用する上で制約となりうる．そこで，観測地点が存在するグリッドについて，近未来・21 世紀末の時系列データを整理して，各地点の近未来・21 世紀末のそれぞれ全期間を通した時間平均水位と現在全期間平均水位との差をとり，その水位差毎の時間頻度を度数分布図にした．それらの特徴から近未来・21 世紀末毎に 4 つのグループに整理できた．グループの代表的な地点の水位差別の発生時間頻度の度数分布図を図 4-14 に示す．

グループ 1：水位変動幅が非常に大きく，その発生時間頻度も幅広く分布している地点

グループ 2：グループ I ほど水位変動幅は小さくなく，その発生時間頻度もゼロ m 付近が多く，水位上昇・低下方向になだらかに分布している地点．

グループ 3：水位変動幅が非常に狭く，その発生時間頻度もゼロ m 付近に集中しており，水位変動が小さい地点．

グループ 4：水位変動がほぼなかった地点．

GCM 現在においてそれぞれのグループに属する地点は以下の地点であった．

グループ 1：（巨椋池，久御山，淀，上植野，八幡南）

グループ 2：（東一口，八幡，醍醐，上鳥羽，下鳥羽）

グループ 3：（花園，御所，東寺，桂，桃山）

グループ 4：（下鴨，日吉，大山崎，小倉）

GCM 近未来においてそれぞれのグループに属する地点は以下の地点であった．

グループ 1：（巨椋池，上植野，八幡南，久御山，淀，醍醐）

グループ 2：（八幡，御所，東寺，東一口）

グループ 3：（下鴨，花園，日吉，上鳥羽，桂，下鳥羽，桃山，小倉，大山崎）

グループ 4：（他の 3 地点）

GCM21 世紀末についても同様に以下の 4 つのグループに整理できた．

グループ 1：（巨椋池，八幡南）

グループ 2：（淀，醍醐，八幡）

グループ 3：（下鴨，花園，御所，日吉，東寺，上鳥羽，桂，下鳥羽，上植野，桃山，東一口，小倉，大山崎，八幡，久御山）

グループ 4：（他の 3 地点）

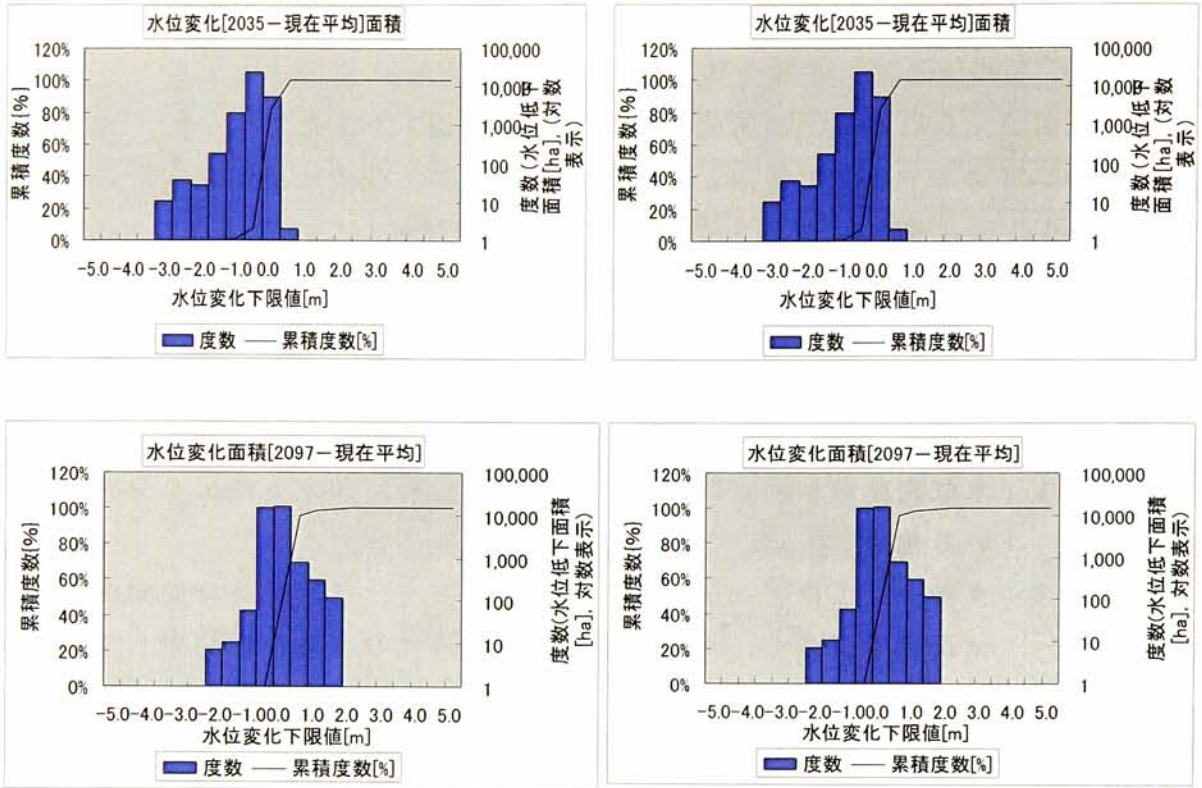


図 4-13 近未来・21 世紀末の各年の現在全期間平均との水位差別面積の解析

T-N 濃度についても同様に、各地点の近未来・21 世紀末のそれぞれ全期間を通じた時間平均 T-N 濃度と現在全期間平均 T-N 濃度との差をとり、その濃度差毎の時間頻度を度数分布図にした。それらの特徴から近未来・21 世紀末毎に 4 つのグループに整理できた。

- グループ 1：水質変動範囲が $\pm 0.5[\text{mg/L}]$ を超えて広く分布している地点。
- グループ 2：水質変動範囲が $\pm 0.2[\text{mg/L}]$ の範囲に集中している地点
- グループ 3：水質変動範囲が $\pm 0.1[\text{mg/L}]$ の範囲にほぼ収まっている地点
- グループ 4：水質変動範囲が $\pm 0.05[\text{mg/L}]$ の範囲に集中し、水質変動がほぼ無い地点

GCM 現在においてそれぞれのグループに属する地点は以下の地点であった。

- グループ 1：巨椋池，東一口
- グループ 2：長岡京，淀，八幡，御幸橋，桃山，小倉，日吉，久御山
- グループ 3：八幡南，下鴨，大山崎，醍醐，東寺
- グループ 4：御所，桂，上鳥羽，深草，花園，下鳥羽

GCM 近未来においてそれぞれのグループに属する地点は以下の地点であった。

- グループ 1：巨椋池，上植野，八幡南，久御山，淀，醍醐
- グループ 2：八幡，御所，東寺，東一口

グループ 3：下鴨，花園，日吉，上鳥羽，桂，下鳥羽，桃山，小倉，大山崎
 グループ 4：他の 3 地点

21 世紀末についても同様に以下の 4 つのグループに整理できた．

グループ 1：巨椋池，八幡南

グループ 2：淀，醍醐

グループ 3：下鴨，花園，御所，日吉，東寺，上鳥羽，桂，下鳥羽，上植野，
 桃山，東一口，小倉，大山崎，八幡，久御山

グループ 4：他の 3 地点

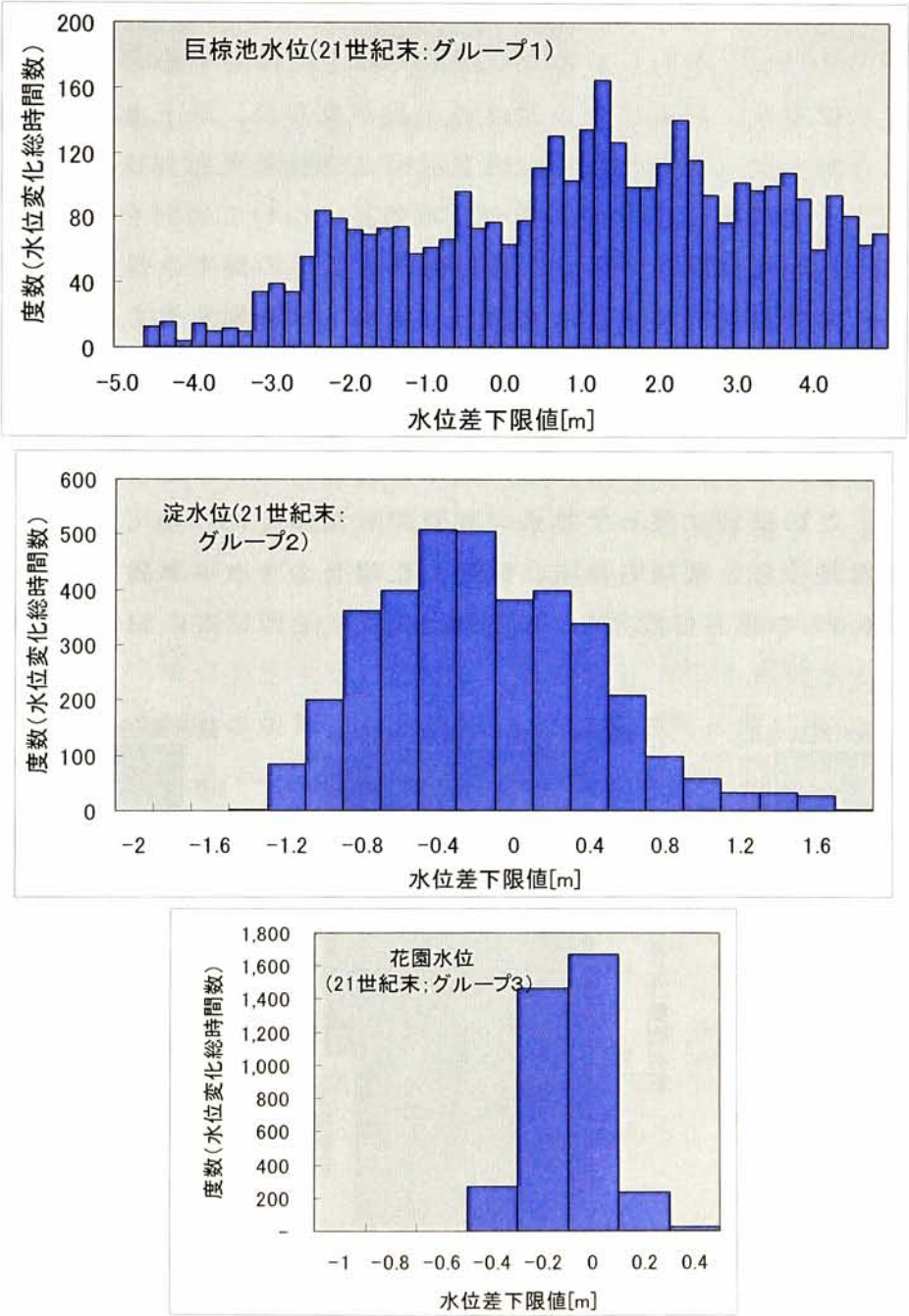


図 4-14 各グループの代表的な地点の水位差別の発生時間頻度の度数分布図

巨椋池・八幡南等の盆地南部の低平地に存在する観測地点では、水位および水質の時間変動幅が大きく、かつその分布も幅広いので、将来的に大きな影響を及ぼす地点といえる。逆に、盆地中央部に位置する多くの地点では水位および水質の時間変動幅が狭くその分布も水位差・水質差ゼロ付近に集中しており、将来的な地下水環境への影響は小さいといえる。

4.6 地下水揚水規制効果の検討

気候変動による地下水位および水質の影響評価の結果、盆地南部域で水位変動や水質変動が大きいことが明らかとなった。特に、巨椋池干拓地域と大山崎付近の地域で地下水位の低下および T-N 濃度の上昇が見られ、地下水利用の障害となる可能性が明らかとなった。そこで、地下水揚水規制を実施することで、将来的な地下水位低下と T-N 濃度上昇の影響の軽減効果について検討を行った。盆地南部域の巨椋池干拓地域は農地が多く、農業用水としての地下水揚水が多いと考えられる。また、宇治市等では水道用水源として地下水を利用している。大山崎付近には農地は少ないものの、その北部の桂川右岸域には農地が残存しており農業用の地下水揚水も多い。また、工場等事業場が多く工業揚水としての地下水揚水も多い地域である。特に、大山崎付近の領域は盆地西部の山地・丘陵部と桂川に囲まれており、この領域に限って揚水規制を行った場合についても検討した。揚水規制地域を盆地全域と桂川右岸域に限定した場合の2ケースについて、揚水規制率を5.0～30.0%の範囲で設定し、近未来および21世紀末において降水量等は

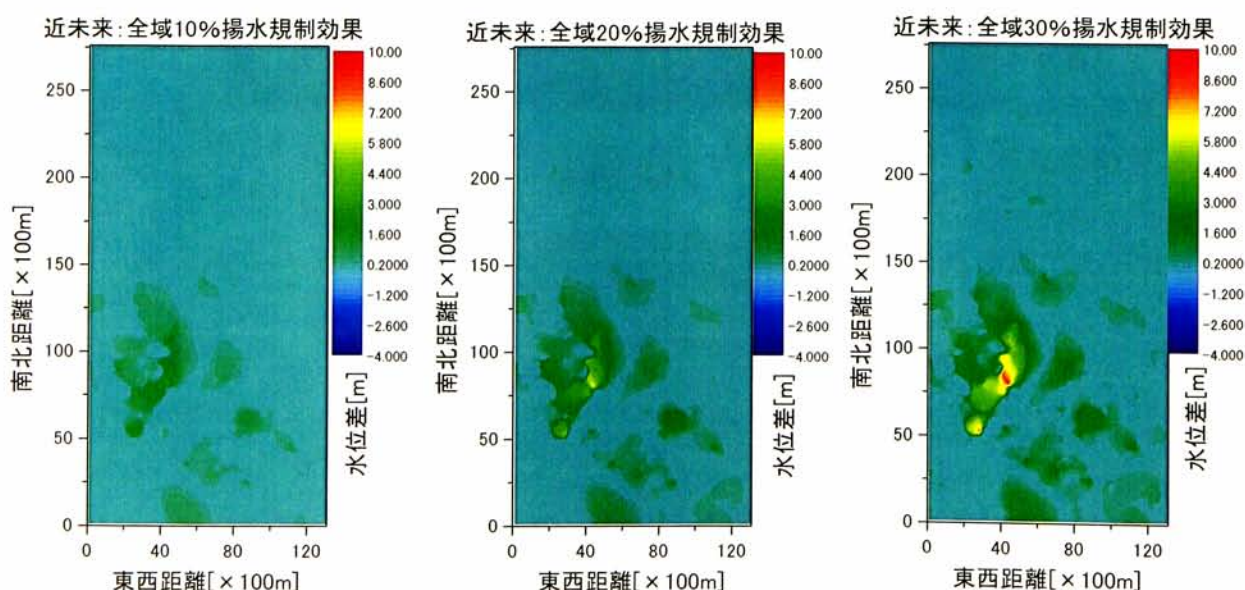


図 4-15 全域揚水規制による水位変化の空間分布(近未来)

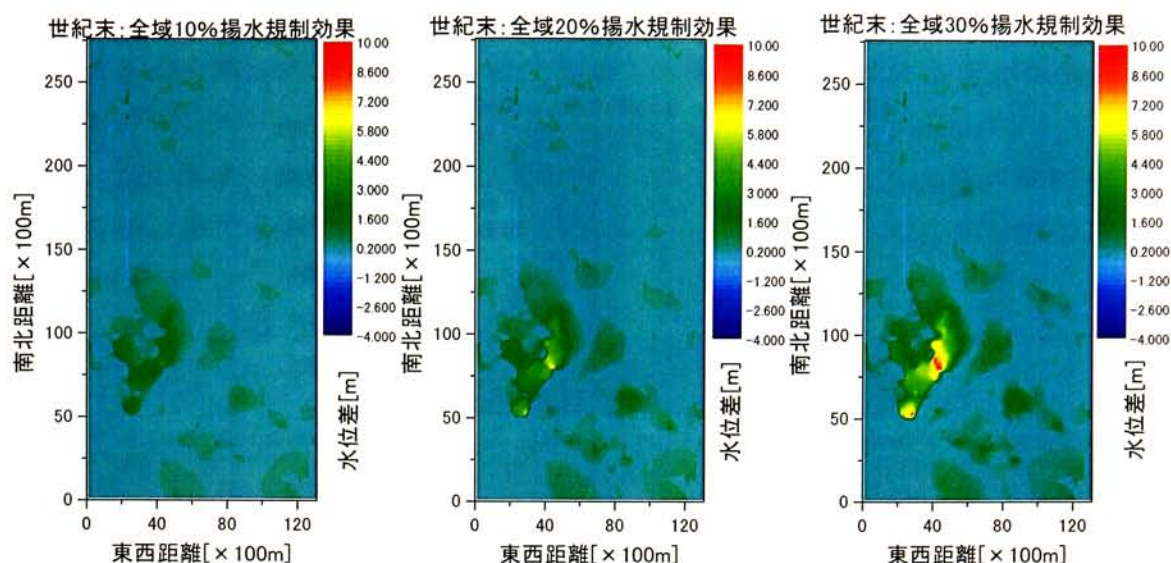


図 4-16 全域揚水規制による水位変化の空間分布（21 世紀末）

前節までと同じ条件のもとで計算を行った。

全域を対象とした揚水規制を 10%～30% の 3 段階で行った場合の規制の有無による水位差の空間分布を図 4-15，図 4-16 に示す。近未来・21 世紀末ともに領域全体としてはほぼ水位変化はなく，特に盆地北部域ではもともと地下水揚水量も多くないので揚水規制の効果は見られない。盆地南部域においては揚水規制による水位上昇効果が見られる。盆地南部域の巨椋池干拓地付近では宇治川に沿って水位上昇を示す地域が点在しており，桂川右岸域では水位上昇域は桂川に沿って現れている。特に，70% 規制を行うと桂川右岸域において最大 9 m を超える水位上昇をもたらす領域が発生する。ただし，揚水量を 70% も規制するのは現実的ではないが，20% の揚水量規制でも全領域の 99% の空間面積で水位上昇となり，水位上昇の全領域平均は 20～30cm 程度の効果があると評価できる。

近未来と 21 世紀末での差異は空間分布図からは特に見られない。そこで，前節と同様に全領域の計算グリッドにおける水位差別の空間面積を集計した（図 4-17）。近未来・21 世紀末ともに，ほぼ揚水規制による水位変化が 0.0m 付近に集中しているが，近未来では水位変化はほぼ上昇側のみであるが，21 世紀末では水位低下地域が全体の約 1% 程度の領域で発生する。水位低下が現れる地域を調べてみたところ，盆地周辺丘陵部に点在しているので，もともと地下水水深が浅くて気候変動の影響で水位低下が現れていた領域であり，その変化も 50cm 未満にとどまる。

桂川右岸域に限定した地下水揚水規制効果については，大山崎付近の水位変化は全域における規制とほぼ同様であり，桂川が境界となって他の領域での地下水揚水規制効果は波及しないことが確認できた（図 4-18）。近未来・21 世紀末にお

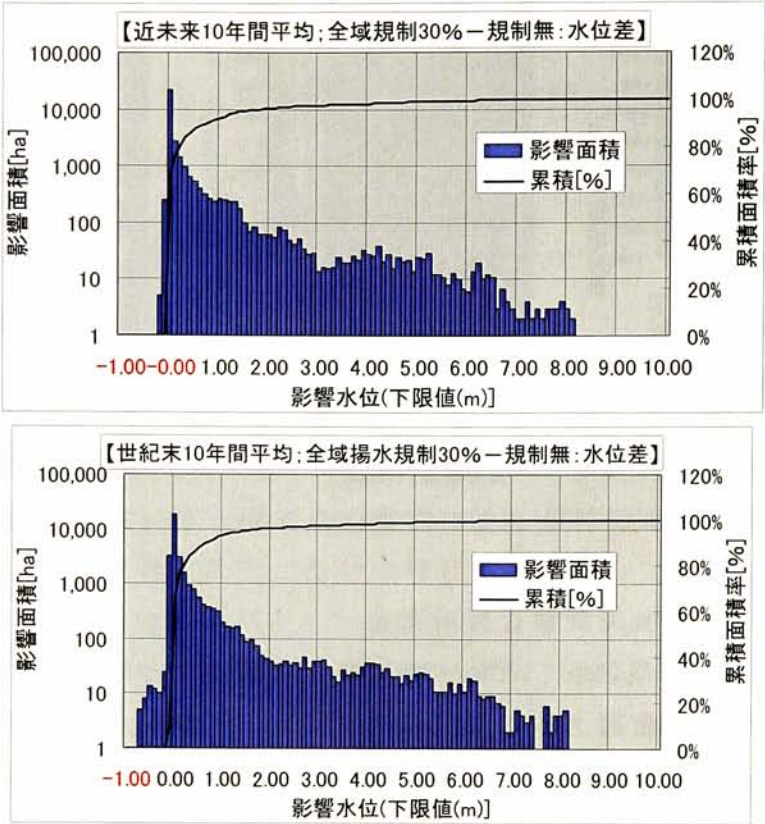


図 4-17 近未来と 21 世紀末における全域揚水規制による水位差別の影響面積

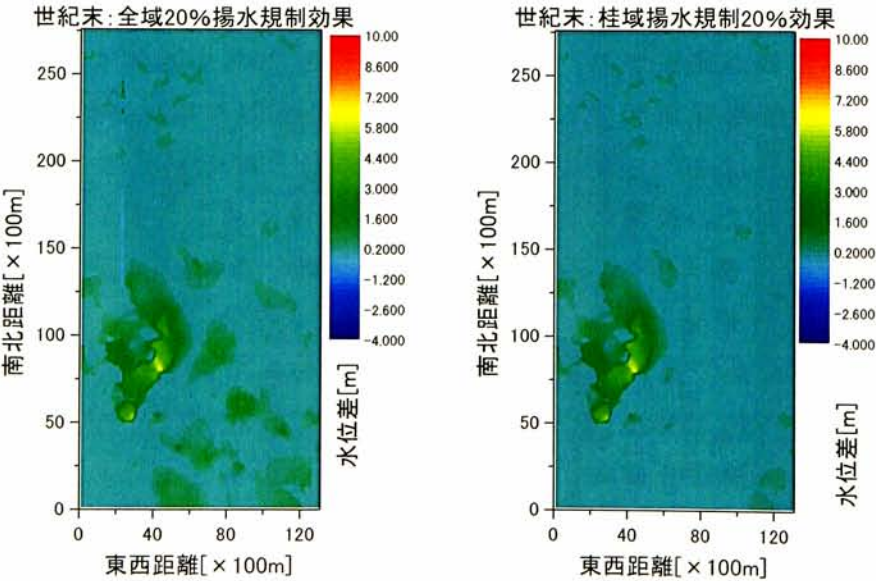


図 4-18 全域と桂川右岸域における揚水規制による水位変化の空間分布の比較

いて予測された大山崎付近の水位低下の回復のためには、大山崎以北の桂川右岸域、つまり向日市・京都市西区における地下水揚水規制を行うことが効果的であると言える。

次に、T-N 濃度の変化についても検討した。全域を対象とした揚水規制を 10%～30% の 3 段階で行った場合の規制の有無による T-N 濃度差の空間分布を図 4-19、図 4-20 に示す。

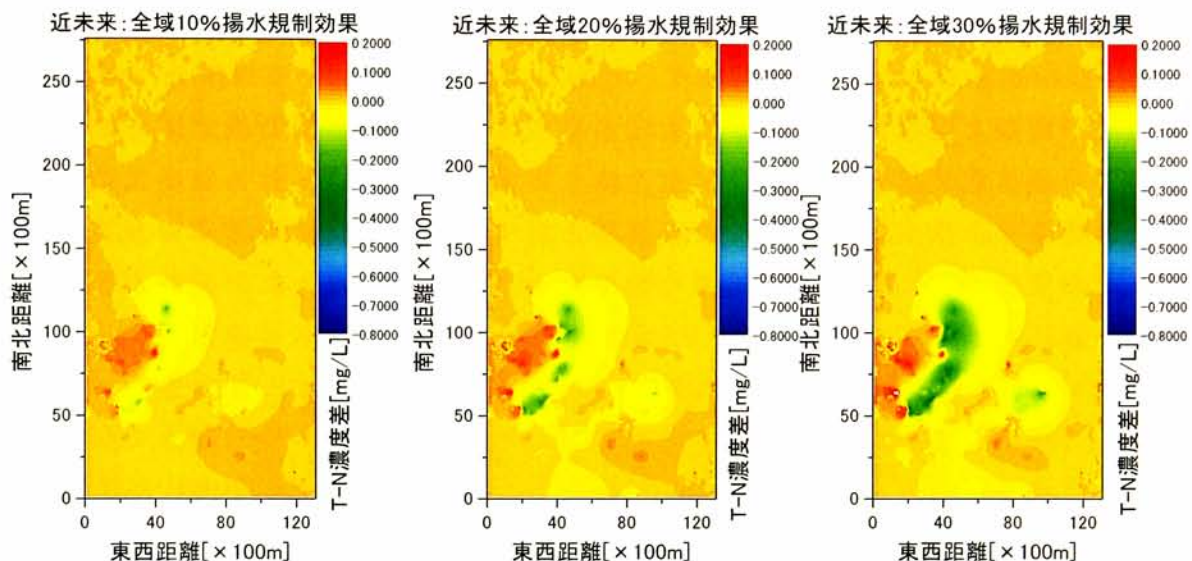


図 4-19 全域揚水規制による T-N 濃度変化の空間分布(近未来)

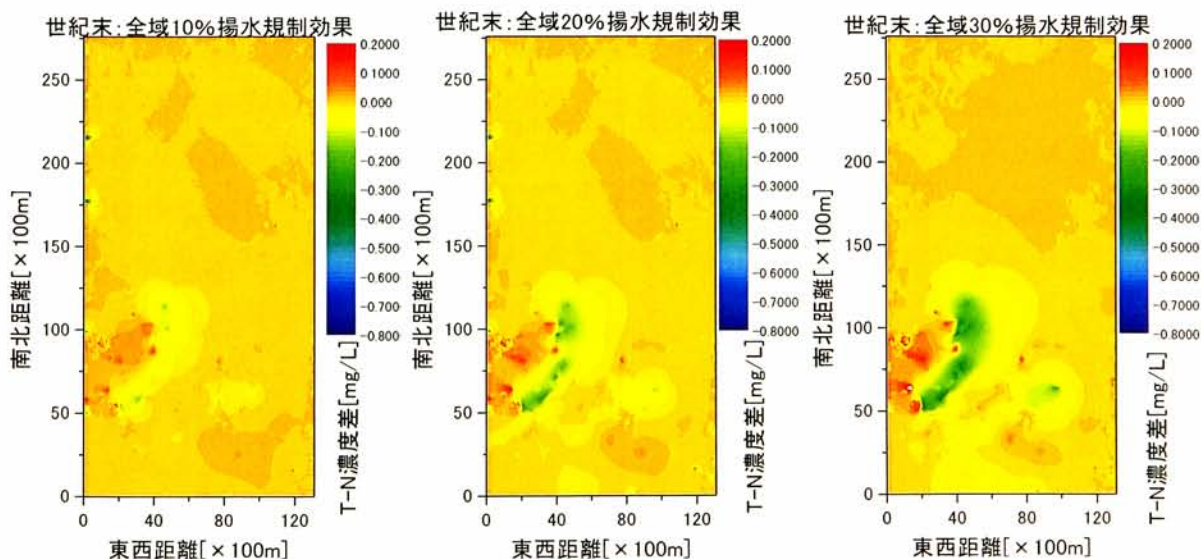


図 4-19 全域揚水規制による T-N 濃度変化の空間分布(21 世紀末)

水位変化と同様に、近未来・21世紀末で共通して、領域全体としてはほぼ T-N 濃度変化は小さく、濃度差がゼロ未満で水質改善方向になる面積は全体の 60～80%になる。特に濃度低下が見られるのは近未来・21世紀末で共通して、桂川右岸域と巨椋池付近であり、0.2～0.5[mg/L]の濃度低下が見られ、現状水質の 10%以上の水質改善効果となる。水位変化と同様に、近未来と 21 世紀末における水位および T-N 濃度差別の空間面積を集計したが、水位差とは異なり大きな差異は見られなかった（図 4-20）。

揚水規制により地下水位が上昇して地表涵養によって帯水層に侵入する窒素負荷が希釈されることや、地下水に比べて濃度の低い河川水からの涵養によって T-N 濃度が低下することが考えられる。しかし、大山崎付近では濃度低下が見られる領域の西側で逆に濃度上昇する領域が存在する。その原因を推定することは難しいが、地下水に入ってくる負荷量と揚水によって引き抜かれる負荷量のバランスを考えると、大山崎付近の T-N 濃度が上昇するところは盆地西部の丘陵部であり、その東側の桂川右岸の低平地で地下水位が上昇したために、流動が遅くな

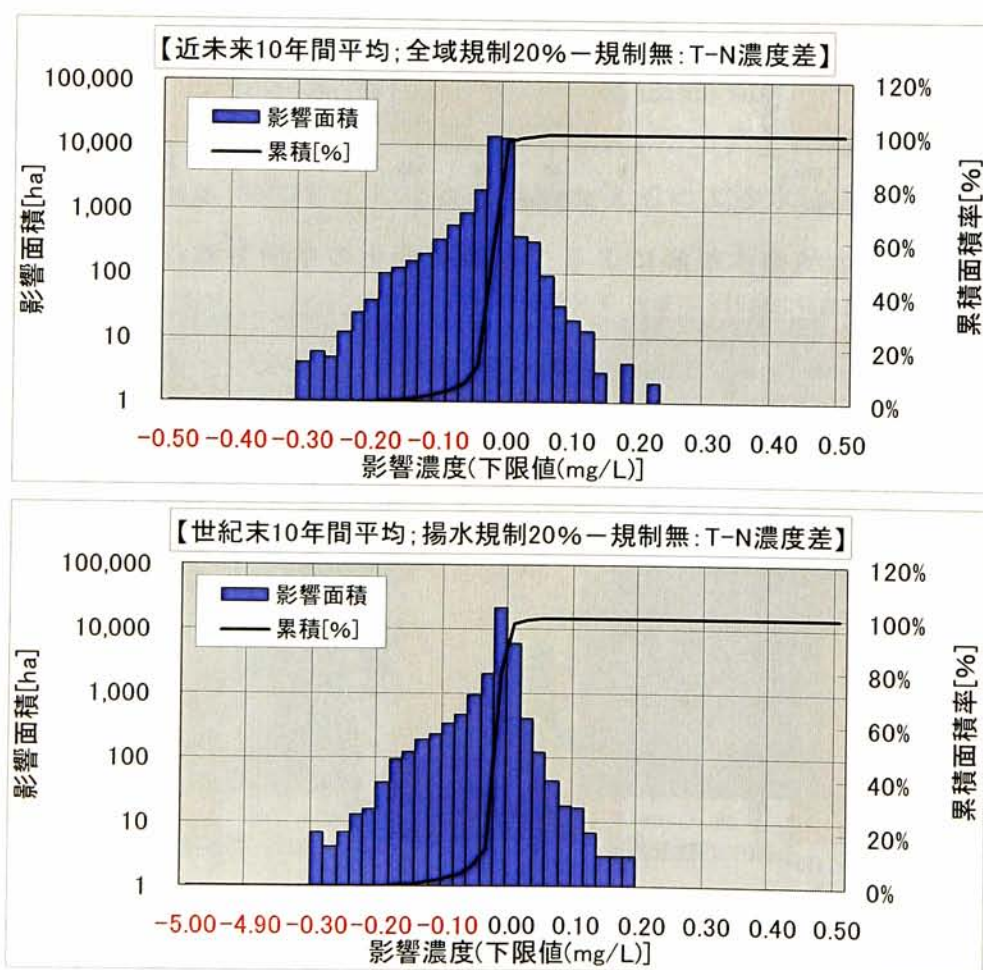


図 4-20 近未来と 21 世紀末における全域揚水規制による T-N 濃度差別の影響

って停滞的になること、帯水層厚も薄いので、汚染物質が流動しないことの影響が強くなることが考えられる。桂川右岸域に限定した地下水揚水規制効果については、水位変化と同様に全域における規制とほぼ同様であった。

4.7 結論

本章では、GCMによる現在・近未来・21世紀末の時間降水量データを活用し、地下水流動・水質モデルを用いて、気候変動が京都盆地の地下水環境に及ぼす影響評価を行い、地下水およびT-N濃度変動の空間分布特性を明らかにした。

水資源としての地下水利用を考慮すると、気候変動の影響で盆地南部域・巨椋池干拓地周辺と長岡京市付近の地下水位が上昇するとともに、T-N濃度が低下することは上水道・農業用・工業用として地下水利用する上では好条件となる。しかし、現在でも地下水揚水量の多いこの区域での地下水利用を促進するほどの状況になるとは考えにくい。また、近未来および21世紀末において、地下水位上昇と低下が発生する区域の最大水位変動幅は $\pm 2.0 \sim 3.0$ (m)であり、その区域がモザイク状に混在する三川合流部付近では、帯水層厚が薄いことも考え合わせると、一部の地下水揚水が周辺地域の地下水環境に与える影響は無視できない。さらに、盆地中央部の京都市街地では近年の小口地下水利用者の増加が加速すれば、この区域の地下水環境への影響が大きくなる可能性もある。

参考文献

- 1) 井本昂志・小尻利治・田中賢治・浜口俊雄：気候変動による流域水環境の変動特性に関する比較，京都大学防災年報，No.51B，799～813，2008.
- 2) 立川康人・滝野晶平・市川温・椎葉充晴：地球温暖化が最上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について，水工学論文集，第53巻，pp.475～480，2009.
- 3) (財)地球環境戦略研究機関(IGES)：アジア太平洋の未来戦略：気候政策と持続可能な開発の融合を目指して，2008.
- 4) 今井 久・塩崎 功・山下 亮・操上広志・新里忠史・安江健一・前川恵輔：気候・海水準変動が地下水流動に与える影響に関する解析的検討，ハザマ研究年報，<http://www.iges.or.jp/jp/pub/whitepaper2.html>，2007.
- 5) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤—京都盆地，2007.
- 6) 国土交通省河川局監修：地下水年表，1994～2004.
- 7) 田中幸夫・城戸由能・中北英一，京都盆地を対象とした地下水流動および水質解析，京都大学防災研究所年報，Vol.52，pp.607-624，2007.

- 8) 城戸由能・粟津進吾・バトル アブドレイム・鳥井宏之・中北英一：京都盆地水系における表流水－地下水間の水・物質収支に関する観測調査，京都大学防災研究所年報，Vol.53，pp.495-505，2010.
- 9) 成戸章典・岡太郎・石井将幸(2000)：高知県春野町における地下水塩水化の平面二次元解析，海岸帯水層中の塩水の有効利用に関する研究報告書，pp. 57-69.
- 10) Robert E. Horton(1939)：Analysis of runoff-plot experiments with various infiltration-capacity. Trans. Amer. Geophys. Union, pp. 693-711.
- 11) 平良康貴・藤村和正(2003)：乞田川流域におけるGISデータを用いた洪水流出解析，第30回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集.
- 12) 日本地下水学会編(2000)：地下水水質の基礎，理工図書.
- 13) 国土交通省：水文水質データベース，<http://www1.river.go.jp>.
- 14) 田中幸夫・城戸由能・中北英一(2009)：京都盆地水系を対象とした地下水流動および水質解析，京都大学防災研究所年報，Vol.52B(CD-ROM)，pp.607-624

第5章 地質影響を考慮した地下水水質汚染の解析

5.1 地下水水質汚染要因

第2章で整理したように，地下水水質汚染の主要な物質としては，窒素（主に硝酸態窒素）や揮発性有機塩素系化合物（VOC），重金属などが挙げられる．前章では硝酸性窒素を含む全窒素を対象とした解析を行った．京都盆地水系における地下水汚染の主要な要因としては，農業活動に伴う肥料・農薬等の散布，山林域での除草剤等の化学物質が地下に浸透して，広域的に地下水を汚染する．また，公園・ゴルフ場などで利用される農薬も浸透して地下水を汚染する．さらに，地質由来の汚染も考えられる．本章では，他の主要汚染物質である重金属類および地層・地質由来の汚染物質を対象とした解析を行う．

重金属類のうち，鉄・マンガンについては国土交通省の地下水水質観測においても分析対象とされており，その水質分析データが公表されている．しかし，水銀等については，検出限界値以下である場合が多く，定量的なデータはほとんどない．また，環境省が実施している公共用水域および地下水水質観測においても環境基準を超過した地点数・検体数については公表されているが，その濃度や観測地点については明示されていない．

5.2 京都盆地の地層構造

京都盆地の地層構造について，再整理しておく．京都盆地は琵琶湖の南西，大阪平野の北東に位置する東・西・北方を山地に囲まれた小規模な盆地であり，京都府の南東端にあたる．盆地の大部分を占める京都市の人口は，京都府全体の半数以上にのぼる．京都盆地は内陸性の盆地であり，東，西及び北の三方を山地または丘陵地によって囲まれ，南に開いている．盆地内では北縁，北大路付近の基盤標高が最も高く地表の勾配も急である．盆地南に向かうにつれて基盤標高は低くなり，地表勾配も緩やかになる．三川合流地点では基盤標高は低くなり地表とほぼ水平になる．

京都盆地の地盤構造の形成は以下のようにまとめられる¹⁾．第四紀（200 万年前以降），数回にわたって大阪湾を通じて京都盆地内にも海水が浸入して海域になり海成層が堆積した．この時代の地層が大阪層群に相当し，京都盆地丘陵地ではその層厚は 150～200m になる．地盤構造調査で基盤岩堆積層は，主に段丘堆積層や大阪層群に属する砂礫・砂・粘土などからなり，堆積物の形成年代を特定するために重要な指標となる火山灰層や海域に堆積した海成粘土層(Ma3～Ma6, Ma9)

なども確認されている。これにより、京都盆地では、過去において大阪湾が盆地にも拡大していた時期が少なくとも5回あったことが確認されている。

盆地周辺の山地域のほとんどは、砂岩・泥岩・チャート・緑色岩などから構成される丹波帯の中・古生層からなる。山地域と平野部の間に存在する丘陵地の大坂層群は、主に半固結の粘土・シルト・砂・礫から構成された。その層厚は、京都盆地の丘陵部で 150~200m あり、大阪平野の丘陵部で 400m、地下で 1500m とされているのに比べると、全般に薄い構造である²⁾。

盆地中東部に位置する深草地域の丘陵に露出する大阪層群は、層厚 130m で砂礫層を主とし、4 層の海成粘土層、5 層の火山灰層を挟んでいる。海生粘土層の下には連続性の高い淡水成層の粘土層があり不浸透性が高くなり浅層地下水帯水層の基盤の一部となっている。段丘は盆地北部、西山丘陵東麓や東山西麓にみられ、河川成あるいは扇状地成の段丘構成層であり、礫層を主体としており、この層が浅層地下水の主要な帯水層となっている。扇状地・沖積低地とその地下構造については、京都盆地内の低地部では南部で標高 10~20m であり、巨椋池干拓地付近が最も低くなる。ここを中心にして、沼沢地や後背湿地で堆積したとみられる軟弱な粘土・シルト層が分布する。沖積層厚は北から南へ増加しているが、東西方向ではほぼ同様の厚さで堆積している。

東山山地を境界として、京都盆地東方には標高 20~50m の山科盆地が位置して

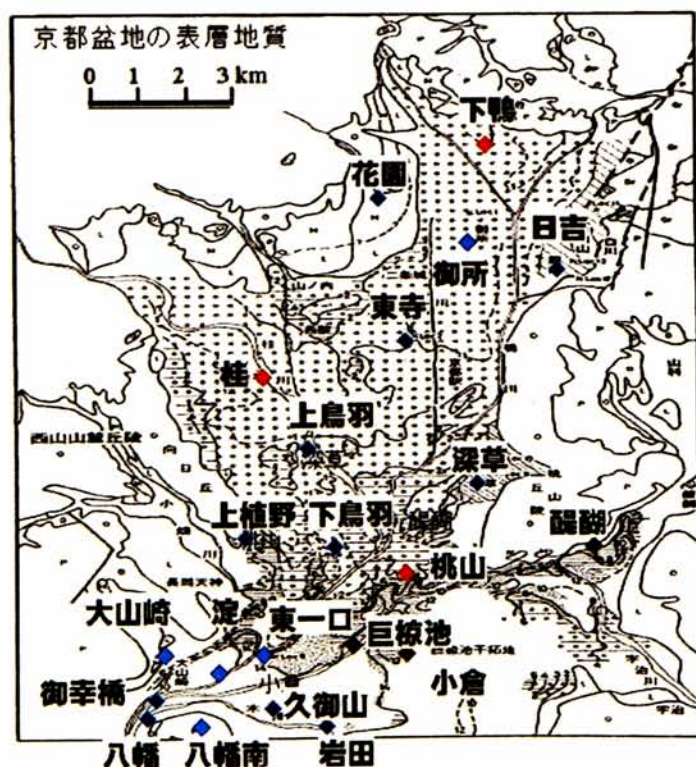


図 5-1 表層地表図と観測地点

いる。この盆地の低地部には扇状地成の砂礫層を主とする堆積物が分布している。堆積層は、主に段丘堆積層や大阪層群に属する砂礫、砂、粘土などよりなる。地質粒子の分類基準に基づくと、礫の粒径は2 mm 以上、砂の粒径は2 mm～1/16mm、シルトの粒径は1/16mm～1/256mm、粘土粒径は1/256 mm 以下と定義されている。

桂川支流の小畑川沿いは未固結堆積物である「泥がち堆積物」により構成されて、丘陵部には一部半固結堆積物の「粘土・砂互層」が見られる。礫がち堆積物は桂川ならびに中賀茂川等の現河道とその流域平地の大部分は細砂と粘土の細互層となっている。「泥がち堆積物」は沖積平地で多く見られ、地表からの深さ10 m前後までは砂層を挟むが、その下部に存在する粘土層は主として池沼性粘土と泥炭からなっている。表層地層図（図5-1）を見ると、盆地南東部の桃山付近から山科盆地にかけて存在するのがこの層に該当する。そのため、3章で解析したように、この領域に存在する地下水観測地点の水質特性は他と異なる特性を示していた。大阪層群上部層では主に花崗岩質砂と粘土の互層であり、透水性は高い。

京都盆地周辺部とは京都盆地を取り囲む山地及び丘陵地と京都盆地の境界部分であり、この地域の基盤は、ほとんどの場所に大阪層群が出現することが特徴である。盆地内側北部は地形的みれば段丘と扇状地が多く、粘土層は薄く、礫層は地表近くから堆積している。盆地南部は地形的みれば、桂川・宇治川および木津川の氾濫原であり、粗い砂および軟らかい粘土が互層もしくは単独で表層部を厚く覆っている。盆地南部の支持層も礫が主体であるが、盆地北部に比べて粘土や砂をかなり大きく割合で含んでいる。特に木津川沿いでは砂層の比率が高くなっている。

以上の地層構造の特性を踏まえて、地下水帯水層を三層構造のモデルで表現する。表層は沖積世堆積層のうち地表表面近くに堆積し、主に砂礫・砂・粘土で構成されている。第二層は大阪層群の間に存在する池沼性粘土と泥炭からなる層であり、第三層は比較的震度の深い大阪層群とし、その下部にある連続性の高い粘土層あるいは岩盤層が浅水地下水帯水層の基盤と設定した。

5.3 水銀汚染の実態

2章でも説明したように、京都盆地水系における地下水水銀汚染は1980年代初頭に大山崎町における井戸水分析調査によって明らかになった³⁾。大山崎町でも水銀含有農薬はイモチ病対策として主に水田で散布されたが、1968年に製造が中止されるまでの間に土壤中に吸着され、その後降雨浸透に伴い地層深部へ流れ込み、徐々に地下水に溶解してくることが想定された。そのため、対象地域内にあ

った計 45 地点の農業用かんがい井戸水や工場等の井戸水とともに水田土壌の水銀含有量分析が行われた。その結果、井戸水からは未検出井戸が 29 地点有り、上述の地下水水質基準を超える最大 0.0057[mg/L]の総水銀が検出された。検出井戸地点を図 5-2、濃度別検体数を表 5-2 に示す。

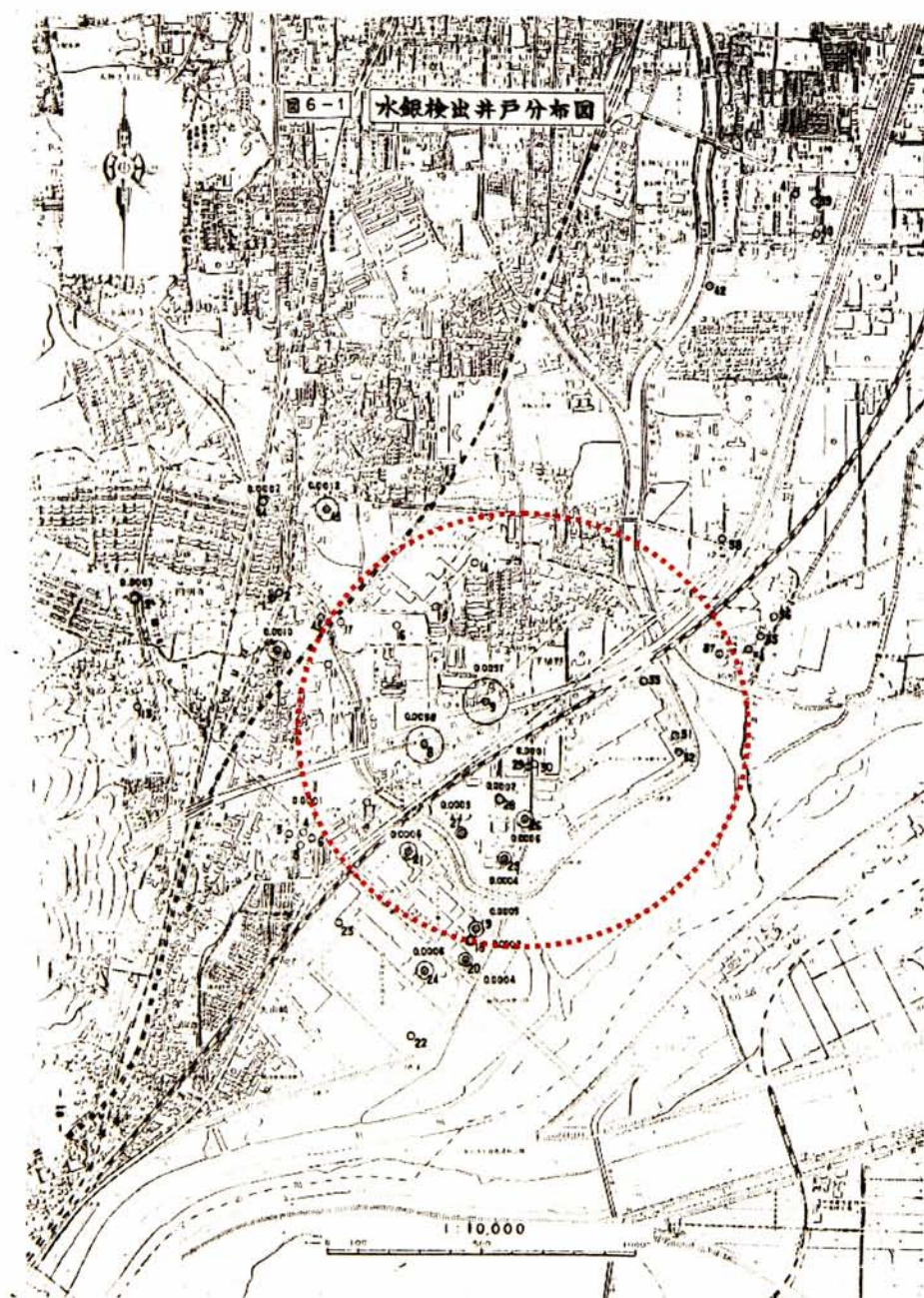


図 5-2 大山崎町水銀検出井戸地点と濃度

表 5-2 水銀濃度別検出井戸数

水銀濃度[mg/L]	本数
0.0001 ～ 0.0004	9
0.0005 ～ 0.0009	4
0.0010 ～ 0.0019	2
0.0020 ～ 0.0029	0
0.0030 ～ 0.0039	1
0.0040 ～ 0.0049	0
0.0050 ～ 0.0059	1

土壌試料³⁾については、土質標本として採取された表土および盛土における計 116 検体について分析が行われ、平均 0.080[mg/kg]、最大 0.451[mg/kg]であり、上述の基準値よりも下回っていた。水田土壌については 3 地点 3 層の 9 検体のみであるが、総水銀検出値は 0.154～0.865[mg/kg]の範囲であった。これらの分析結果と地下水流動状況の調査に基づき、水銀の汚染源は水銀含有農薬の散布であることが疑われたが、確定的には報告されていない。水銀が表層付近の土壌に残存していることを考慮して、水銀検出井戸については、井戸の閉鎖あるいは浅い位置のストレーナーを封鎖し、深い位置のストレーナーからの取水に変更するなどの対処療法的な措置がなされたにとどまる。また、その後、同様の詳細な調査が行われていないので、この地域での地下水水銀汚染の実態は不明確である。

2 章でも示したように、大山崎地域以外の京都盆地水系内で水銀汚染は確認されており、2008 年の報告⁴⁾でも宇治市と八幡市内の各 1 地点で検出されており、水銀含有農薬は広域的に使用されていた可能性が高い。また、現在でも地下水汚染が確認されるということは、今後も継続的に地下水汚染を引き起こす可能性が高く、その挙動を解明することは重要である。

5.4 地層影響を考慮した地下水流動と水質モデル

5.4.1 モデルの基礎構造

京都盆地水系の地下構造の特性に基づき、重金属類の土壌吸着や汚染源としての地層を考慮するための地下水水質モデルを作成する。

地下水流動モデルの基本構造は前章で用いた平面二次元モデルを拡張した以下の基礎式に基づく⁵⁾。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \left(k_x (h-s) \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \left(k_y (h-s) \frac{\partial h}{\partial y} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \left(k_z (h-s) \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right\} + \varepsilon \quad (5-1)$$

ここで λ は有効間隙率、 h は水位、 s は帯水層基盤高、 k_x 、 k_y は水平方向の透水係数、 k_z は鉛直方向の透水係数、 ε は降水および河川水による涵養量、 x, y, z は空

間距離, t は時間である.

前章で用いた水質モデルに土壌からの吸脱着に基づく水中と土壌成分中の物質濃度平衡関係に基づく分配を含めた基礎式を以下に示す.

$$\lambda \frac{\partial \{(h-s)C\}}{\partial t} = \lambda \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D_x (h-s) \frac{\partial C}{\partial x} \right\} + \lambda \frac{\partial}{\partial y} \left\{ D_y (h-s) \frac{\partial C}{\partial y} \right\} + \lambda \frac{\partial}{\partial z} \left\{ D_z (h-s) \frac{\partial C}{\partial z} \right\} \\ - \frac{\partial \{u(h-s)c\}}{\partial x} - \frac{\partial \{v(h-s)C\}}{\partial x} - \frac{\partial \{w(h-s)C\}}{\partial z} + Kc \cdot Cs + C\varepsilon \cdot C_e \quad (5-2)$$

ここで, C は汚染物質濃度, D_x, D_y, D_z は x, y, z 方向の拡散係数, u, v, w は x, y, z 方向のダルシー流速, Kc は分配係数, C_s は帯水層土壌中の物質濃度, C_e は地表および河川からの流入物質濃度を示す. 粘土層を想定した中間層では分配係数 $Kc = Cs/C$ で表される水中と土壌中の物質濃度平衡関係が瞬時的に成立するものとして水中と土壌中の物質濃度を計算する. 対象領域の空間差分間隔は 100(m), 時間差分間隔は 3,600(s)として, 前章のモデルと同一としている. 今回, 土壌中の物質濃度について現地観測データが得られなかったことと, 計算の簡素化のために, 吸脱着のみで地下水中と土壌中の物質収支を計算し, 土壌吸着物質の分解や生成等は考慮していない.

京都盆地水系の地下水帯水層厚の設定については, これまで用いてきた関西圏地盤情報データベース⁶⁾に掲載されているボーリングコア柱状図の横断面図から代表地点の上層砂礫層厚・中層粘土層厚を設定し, 下層は中層下部から基盤までとした. ただし, 完全に粘土で構成される層が一定の厚さ以上存在した場合は不透水層と考えて帯水層基盤と評価しているため, 今回設定する粘土層は, 粘土以外の砂礫層等と混在しているものを想定している. 盆地南部域および盆地周辺の丘陵部では上層厚の平均は 10.3[m], 中層粘土層厚が平均 5.4[m], 盆地北部および丘陵部から中央部平野部までが上層厚平均が 4.6[m], 中層粘土層厚平均が 3.6[m]となった. 各地点の地表標高から上層・中層の層厚を決めた. 特に図 5-1 に示すように表層地層からも盆地南部域の東西丘陵部付近に粘土層が堆積しているため, それらの効果を表現するために図 5-3 に示すように, 粘土層中の粘土成分の構成比率に基づいて, 醍醐地点付近から桃山を経て巨椋池につながる領域 2・3 については粘土層の特性が強いものと仮定している.

地下水流動に関するパラメータについては, 前章のモデルと整合させるため, 粘土層の標準的な透水係数と有効間隙率の文献値を与え⁷⁾当該地点の三つの層厚比率で重みづけした全層の透水係数と有効間隙率が二次元平面モデルで設定した値と同じになるように上層および下層の値を逆算して与えた. なお, 上層および下層は同じ土質構造と仮定している.

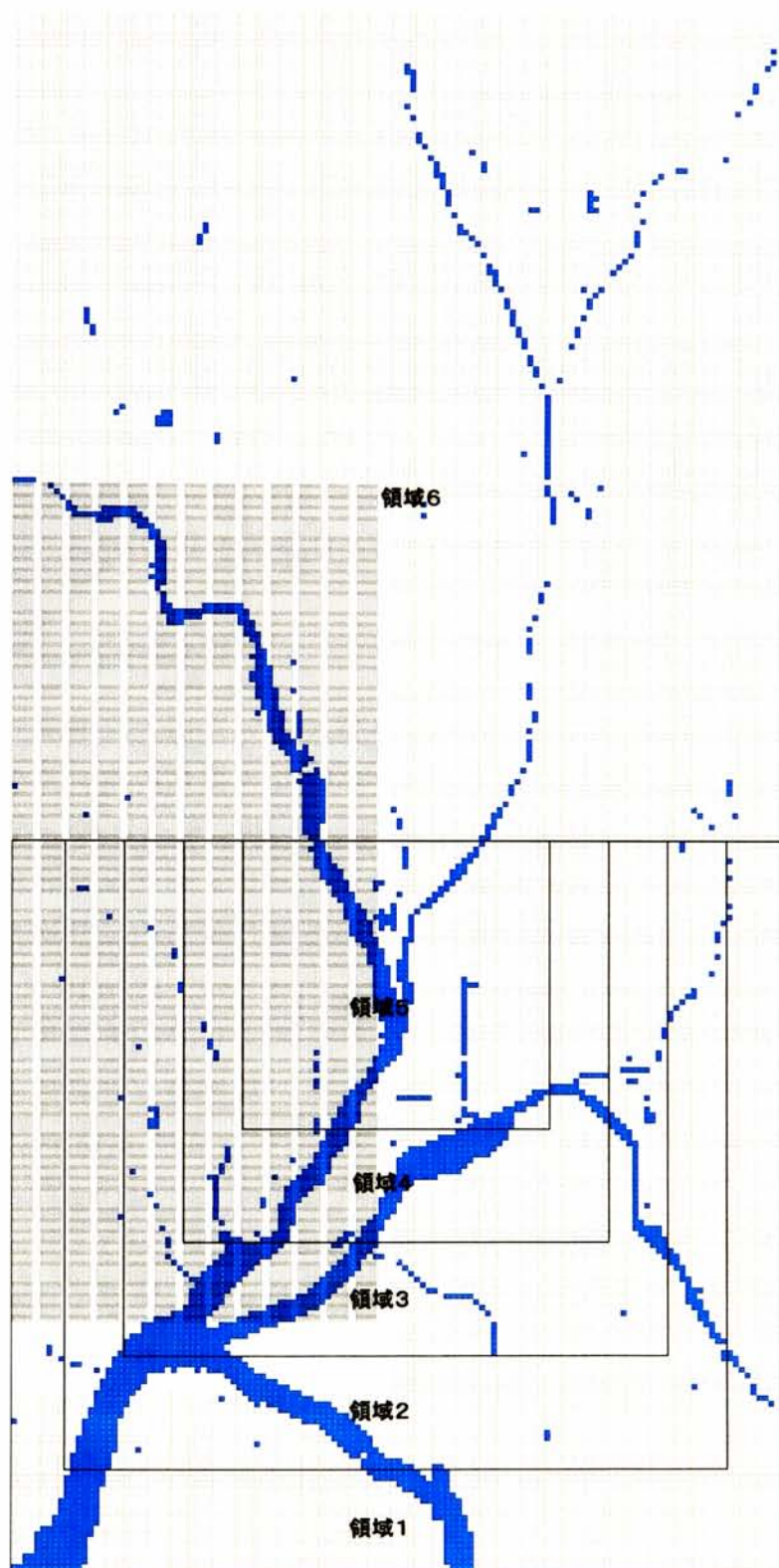


図 5-3 汚染源や物質吸着源となる粘土層の設定範囲

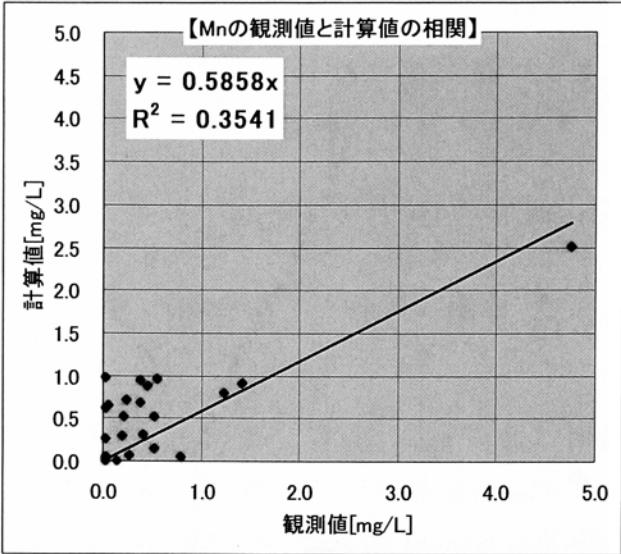


図 5-4 マンガンの観測値と計算値の相関図

5.4.2 水質モデルの再現性評価

水銀の観測数値は得られなかったもので、3章で用いた国土交通省の地下水観測データ⁸⁾のうち同じ重金属類であるマンガン(Mn)を再現性の水質指標とした。観測データは総窒素と同様に8月期の分析値であり、1992年～2002年までの期間平均値を再現目標とした。マンガンに関するモデルパラメータ値は各種文献資料から数値の範囲を設定し、感度解析を実施しながら試行錯誤的に最適な値を決定した。マンガンの拡散係数は資料⁹⁾から $7.5 \times 10^{-5} \sim 3.9 \times 10^{-7} [\text{m}^2/\text{s}]$ の範囲を設定し、解析の結果 1.5×10^{-5} を採用した。また、分配係数は0.01[-]を採用して土壌から地下水中に溶出して汚染源となるように設定した。観測値と計算値の相関図を図5-4、空間分布図を図5-5に示す。観測値の全地点平均値は0.58[mg/L]であるが、盆地東部の醍醐地点の数値が極端に高く、これを除くと0.38[mg/L]となる。観測値と計算値の相関係数は0.595、回帰係数は0.586であり、図5-3に示すように醍醐地点が過小評価になっているが、他の地点は1.0[mg/L]の範囲でばらついており、計算値の数値オーダーとしては妥当であると評価した。空間分布についても醍醐地点の影響が大きいですが、御幸橋・淀地点付近の水色で表されているやや高濃度な領域を計算値でも再現できており、モデルパラメータの空間分布等を考慮していない現段階でも、ある程度の再現性は得られたものを評価した。

5.4.3 水銀に関するモデルパラメータ値

水銀の拡散係数は文献値⁹⁾では、 $8.50 \times 10^{-5} \sim 1.26 \times 10^{-4}$ の範囲であることから、この範囲で感度解析を行い 1.00×10^{-4} とした。土壌中の水銀のバックグラウンド

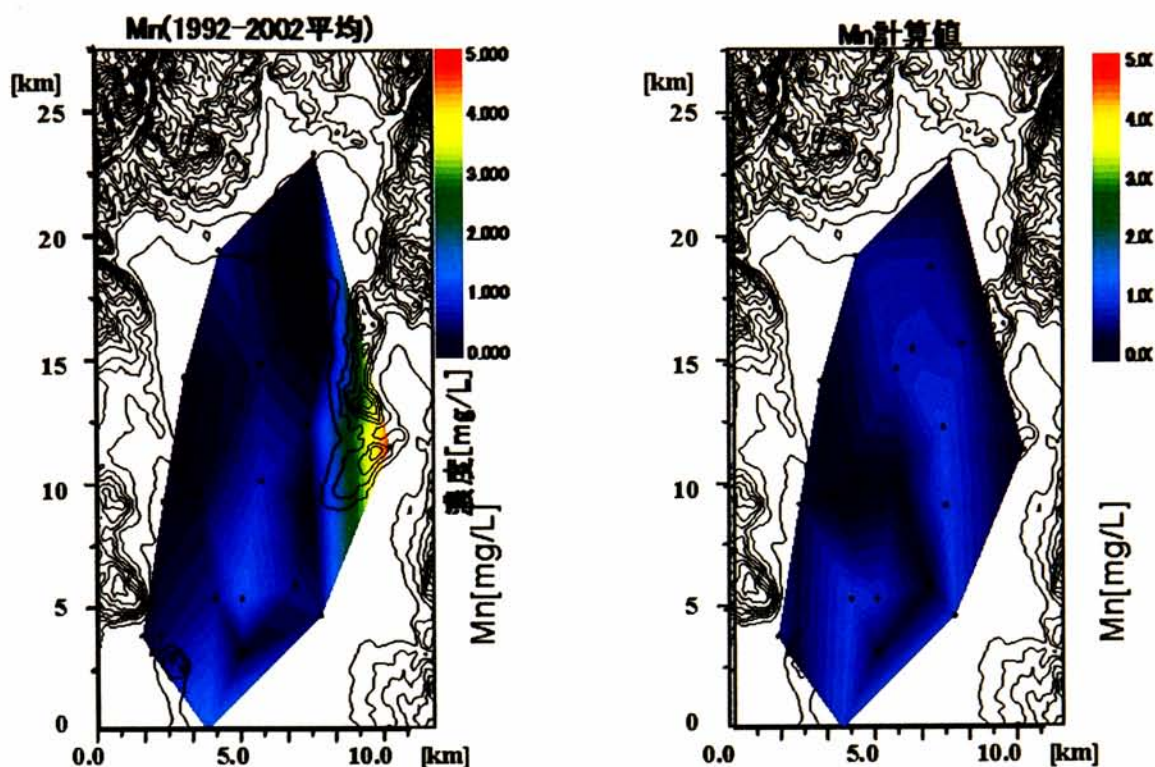


図 5-5 マンガンの観測値と計算値の空間分布図

表 5-1 水銀含有農薬出荷量(滋賀県)

年	出荷量[kg/年]
1962	1,854
1963	2,559
1964	2,969
1965	3,448
1966	2,854
1967	4,310

濃度は $80[\mu\text{g/L}]$ として、全域の粘土層に均質に与えた¹⁰⁾。また、水銀の分配係数値としては、文献値¹¹⁾に従い $2,120[-]$ を採用したので、水中溶存成分はほとんど土壌吸着して懸濁態成分となる。なお、水銀の水溶解度は水銀元素単体で $0.002[\text{mg/L}]$ 、酸化化合物で $52.0[\text{mg/L}]$ までの幅をもつ¹²⁾。

水銀含有農薬は 1962～1967 年の間に限って出荷されている(表 5-1)¹³⁾。また、滋賀県内で使用され、環境中に放出された水銀総量の約 1/5 が表流水系に流出し、琵琶湖底泥に蓄積していると推計している¹⁴⁾。水溶性の小さい水銀の植物体内への蓄積をゼロと仮定すると、散布された農薬中の水銀量の 80% 近くが散布農地に残存し、地下浸透していることが考えられる。しかし、農薬中の水銀が地下浸透する量に関して定量的な調査研究は無く、有機化したり大気中への移動も考えられるので全量が地下浸透するとは想定できない。そこで、本研究では、滋賀県の

水田面積から面積当たりの水銀含有農薬使用量原単位を求め、対象領域の水田において、散布農地に散布した水銀のうち40%が地下浸透によって地下水帯水層へ移動すると設定した。なお、水銀の土壌・地下水汚染に係る基準値は、土壌中間隙水および地下水中で0.0005[mg/L]以下、土壌含有率として15[mg/kg]の値が設定されている¹⁵⁾。

5.5 水銀汚染の実態解明と現況予測

1968年に製造が中止され、その後使用も禁止された水銀含有農薬が、短期間ではあるものの水田に散布され、長時間かけて水銀成分が地下水帯水層に侵入している可能性を考慮して、上述の地質影響を考慮したモデルを用いた解析を行った。

水銀濃度についてはバックグラウンド濃度を中層粘土層に与え、地下水流動については全省と同様に評価期間の前年にあたる1961年の降雨を用いたスピナップ計算を行った。その後、水銀含有農薬が使用された1962年～1967年については、水田域に水銀含有農薬散布原単位を与え、1968年以降は表層からの侵入量

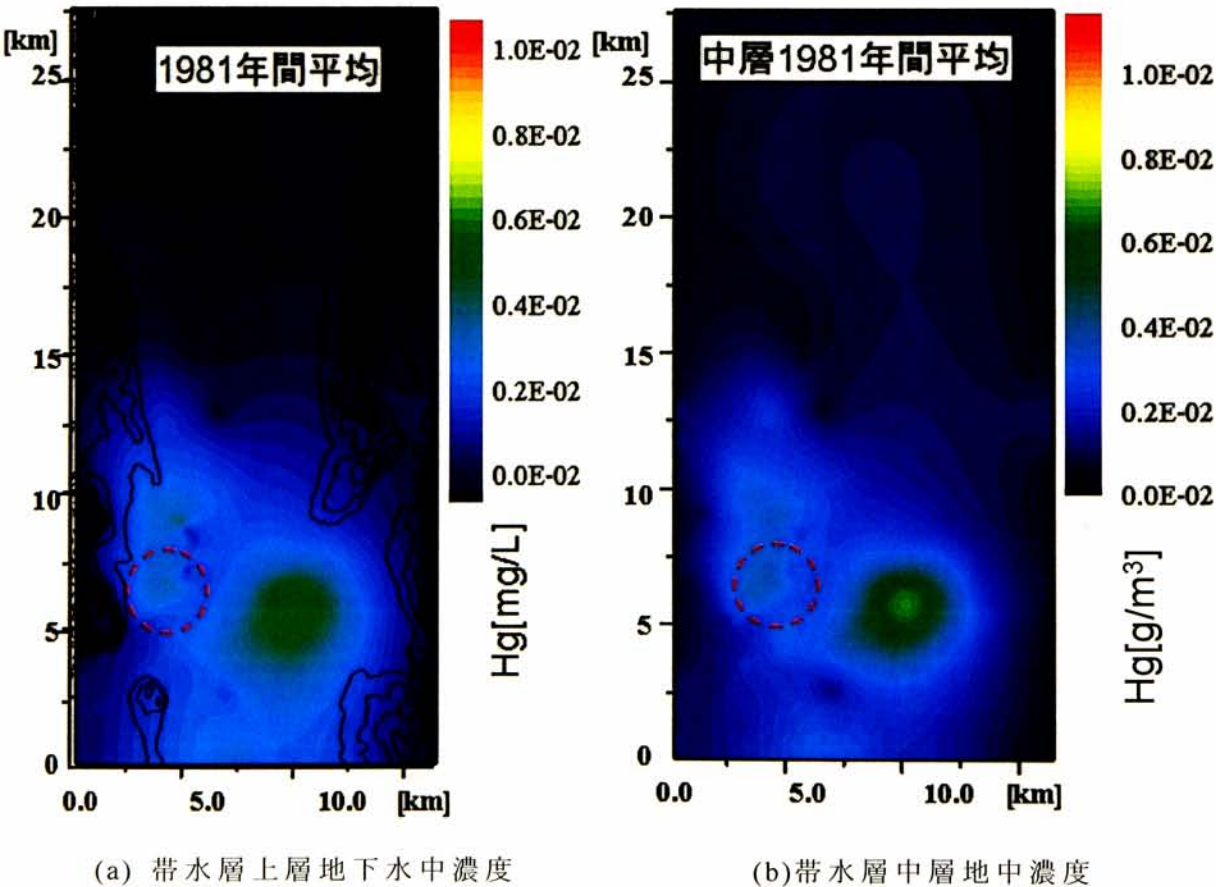
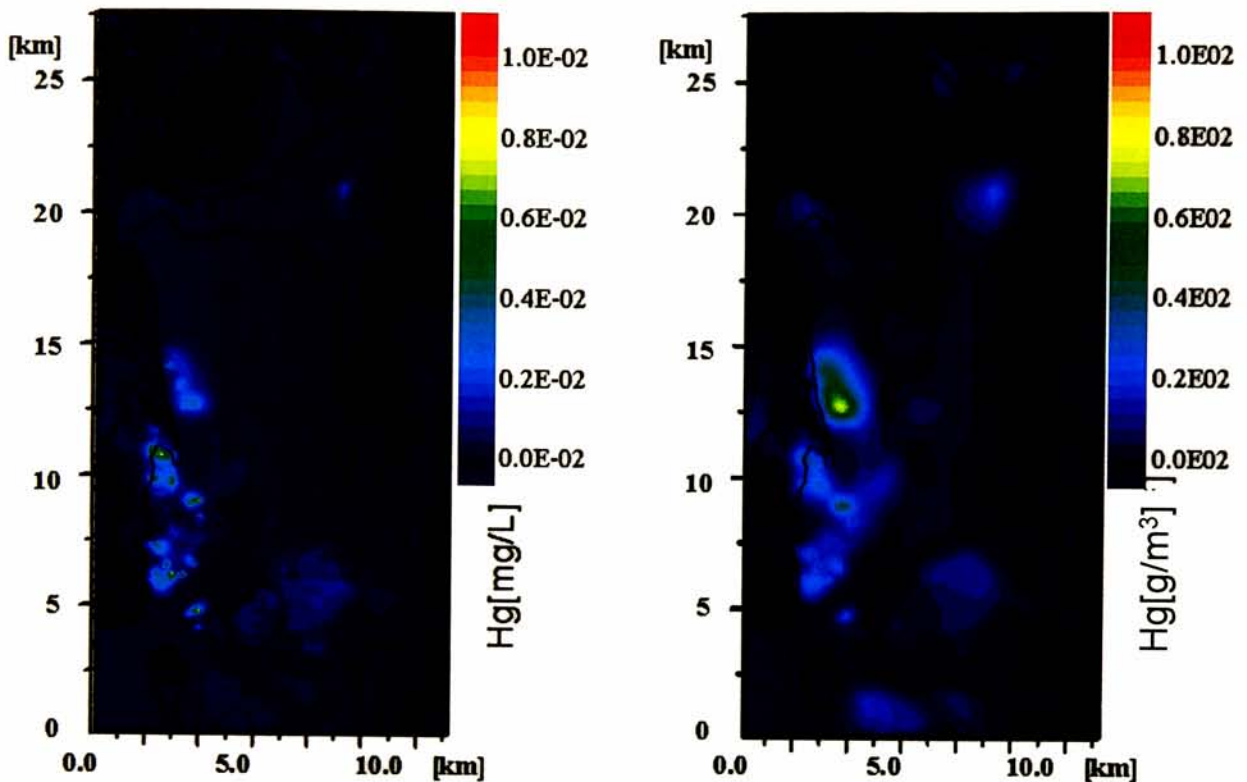


図 5-4 京都盆地地下水における水銀汚染状態の解析結果（1981 年間平均値）

はゼロとして、上記調査が実施された 1981 年までの期間の水銀濃度の計算を行った。地下水帯水層の上層水中濃度と中層水中濃度の計算結果を図 5-4 に示す。等高線は地表標高を示しており、赤丸破線部分が図 5-3 で示した大山崎地点の水銀高濃度観測地点に対応している。観測値地点の分布は三戦合流部からすぐ北に位置する桂川右岸域に集中しており、さらに高濃度の水銀濃度が検出された地点は、JR 新幹線等の鉄道と名神高速道路が隣接する地域に位置し、桂川河道付近では濃度値は非常に小さくなっていた。モデル解析の結果でも水銀を含まない河川からの涵養水により希釈される効果と河川涵養を受けて南西方向への流動による移流効果により、桂川付近の濃度は低くなっている。なお、計算条件設定として全ての水田において水銀含有農薬が使用されるとしているので、計算結果は水田がおおく存在する盆地南部域の巨椋池付近で高濃度となっている。このことは、現在でも宇治市・八幡市で水銀による地下水汚染が確認されていることとも対応しており、大山崎付近よりも重篤な汚染状況にある可能性がある。

観測値の単純平均値は表 5-2 より $9.912 \times 10^{-04} [\text{mg/L}]$ 、図 5-4 の観測地点にほぼ整合したグリッド濃度平均値は $2.475 \times 10^{-03} [\text{mg/L}]$ であり、全体的に高めとなり、最大観測値が $5.7 \times 10^{-03} [\text{mg/L}]$ に対して計算最大値は $5.429 \times 10^{-03} [\text{mg/L}]$ とほぼ一致している。1981 年は使用終了から 14 年が経過しているが、上層砂礫層内にもある程度の濃度で水銀が残存していることが確認できた。また、中層粘土層においても、上層砂礫層とほぼ同じオーダーの濃度で土中に存在し、ほぼ、水田地帯の直下層に水銀が移動していることが確認できた。最下層については、中層粘土層での吸着が大きく、1981 年では、ほぼ全域ゼロの状態であった。しかし、さらに 30 年程度の期間を経た現在を想定すると、土壌吸着特性や拡散等の物質特性を考慮しても、ある程度の物質が下層砂礫層に移動している可能性がある。そこで、1981 年以降の観測降雨データと、さらに前章で利用した GCM 近未来予測降水量を活用した将来予測を行った。前章と同様に、降水量データ以外の土地利用や揚水量等の条件は現在の状況がそのまま継続するものと仮定し、GCM 近未来予測降雨データの開始年の 2030 年までの期間は 2002 年から 2011 年までの国土交通省・桂観測地点の降水量データをくり返し利用した。そのため、2029 年と 2030 年の間で降水量データの傾向が異なることについては、今回考慮していない。

帯水層上層地下水中濃度と中層土壌中濃度の計算結果を図 5-5 に示す。1981 年時点と比べて、上層・中層にあった巨椋池付近にあった地下水中の高濃度域がなくなり、大山崎付近でも巨椋池付近ほどではないが上層・中層の地下水中濃度は低下している。水銀濃度としては $0.4 [\text{mg/L}]$ 以上の領域がほとんど $0.2 [\text{mg/L}]$ 以下にまで低下していた。中層の土壌中濃度を確認したところ(図 5-5 右)、桂川右岸域で高濃度となっている。ただし、図 5-4 に示す 1981 時点の上層・中層地下水中



(a)帯水層上層地下水中濃度

(b)帯水層中層土壤中濃度

図 5-5 京都盆地地下水における水銀汚染状態の解析結果(2039 年年間平均)

の高濃度域とは必ずしも空間的に一致していない。この領域は小畑川・西羽束師川流域でもともと水田が多かった地域のため、解析条件として 1960 年代における水銀含有農薬が使用していたと設定しており、図 5-4 で見られた大山崎付近の高濃度域も必ずしも直上地表面での農薬使用だけではなく、上流側の水田で使用された農薬の影響が考えられる。しかし、1981 年時点の巨椋池付近の上層・中層地下水中的水銀高濃度域が消え、中層土壌への吸着量も大きくないことの理由が不明確である。

中層の土壌への吸着が大きくなるような条件での解析であり、中層に到達した水銀の多くがほぼ全量土壌に吸着して懸濁態成分となっている。図 5-5 に示す濃度オーダーが 10^4 の差があるので、分配係数のオーダーと整合した結果となっている。つまり、1970 年以降、表層からの水銀負荷の供給が無い状態での水中と土壌中の水銀濃度がほぼ平衡状態に達していることになる。解析年以降、地下水中的水銀濃度が移流拡散等で低下していけば、濃度関係が逆転し、平衡関係に従って中層土壌から地下水中に溶出する可能性も考えられる。

5.6 結論

本章では、地下水汚染の主要な物質である重金属類を対象として、地層・地質の影響を考慮した水質モデルを作成し、過去の観測調査で明らかにされた、京都盆地南西部の大山崎町付近における地下水水銀汚染の解析を行った。観測数値データが公表されておらず、モデルの再現性については同じ重金属類であるマンガンによって確認した上で、各種モデルパラメータについては、既往調査研究に基づき設定した。生産中止までの期間に水銀含有農薬が使用されたことを想定し、その後、地表からの負荷涵養は無い条件下で、調査時点の水質濃度を計算した。帯水層地下水と土壌中の水銀濃度の挙動を解析した。大山崎町において水銀汚染が確認され、集中的に観測分析された井戸が存在する地点付近での上層の計算濃度と観測濃度を比較すると、平均値では計算値が高めとなっているが、最大濃度はほぼ一致した。

さらに、水銀含有農薬使用期間以降、現在から近未来までの期間について将来予測を行った結果、地下水中の水銀濃度は減少しているが、帯水層内の土壌への蓄積となっていることが予測され、さらに長期間が立つと、濃度平衡関係に従い、土壌層が負荷源となる可能性が否定できない。今後、長期的な将来にわたる水質監視の重要性がある。

参考文献

- 1) 関西地盤情報活用協議会（2007）：新関西地盤－京都盆地。
- 2) 関西地盤情報活用協議会：関西地層分布－大阪平野－，1998。
- 3) 大山崎町：地下水汚染移管する調査委託報告書，1982
- 4) 環境省：中央環境審議会総合政策部会公害防止計画小委員会第18回会合，環境省中央環境審議会，<https://www.env.go.jp/council/02policy/y022-18a.html>（参照2010/02/15），2008。
- 5) 神野健二編著：地下水中の物質輸送数値解析，九州大学出版会，2001。
- 6) KG-NET・関西圏地盤情報協議会：関西圏地盤情報データベース，2006年度版，2007。
- 7) 地下水ハンドブック編集委員会編：改訂地下水ハンドブック，建設産業調査会，1998。
- 8) 国土交通省河川局監修：地下水年表，地下水技術協会，1994～2004。
- 9) 物質・材料研究機構：拡散データベース，<http://mits.nims.go.jp/>，2011。

- 10) 中川良三：環境土壌中の残留水銀の携帯および動態，地球環境，No.13，pp.245-252，2008.
- 11) 国土交通省・国土技術政策総合研究所：地下水モデルに関する研究報告書，国土技術政策総合研究所資料，No.322，pp.30-38，2006
- 12) 土木研究所：建設工事における自然由来重金属等含有岩石・土壌への対応マニュアル(案)，土木研究所資料，NO.4156，H22.
- 13) 横田喜一郎他：微量化学物質に関する情報の整理，琵琶湖研究所研究報告，No.21，pp.78-81，2002.
- 14) 須戸幹他：琵琶湖における農薬の平面的および鉛直的動態，日本陸水学会第67回講演要旨，2002
- 15) 大阪通商産業局：桂川下流地域地下水利用適正化調査報告書，1982

第 6 章 結論

6.1 本研究の成果

京都盆地水系では、水資源の多くを琵琶湖疎水や桂川水系に依存しているが、工業用・農業用・上水道水源としての地下水利用が多い。さらに、地震等により水道供給施設が被災した場合に対応して、京都市他で災害時協力井戸制度により民間所有井戸による水供給を想定しているが、現在でも多くの井戸で水位の低下や水枯れなどが発生しており、災害時の水供給が可能かどうかは疑問である。このように、京都盆地水系地下水の将来的な利用可能性や水環境保全対策を検討するためには、地下水利用の現状把握や地下水位および水質観測データに基づいて地下水流動および水質のモデル評価を行う必要がある。また、地下水は一旦汚染されるとその回復には長期間を要するので、過去から現在、そして将来予測を含めた長期間を対象とした解析を行った。

本研究では、まず、第 2 章において地下水環境の状況とその解析のための調査研究のレビューを行い、第 3 章において、長期間で広域的、あるいは短期間ながら集中的な複数の観測データを基に京都盆地水系地下水の水質特性の時空間分布特性を明らかにし、汚染要因を推定した。次いで、第 4 章と第 5 章において、地下水流動と水質モデルを用いて水質汚染状況の現況再現性を確認した上で、地下水質の時間的・空間的な変動特性を明らかにした。モデル評価では、1990 年代以降規制が進められているが、現在でもなお地下水汚染が確認されている硝酸性窒素および 1968 年に生産中止となった水銀含有農薬による地下水汚染を対象として、現況評価とともに将来予測を行った。特に、地球規模気候変動がもたらす降水量の変動が、地表涵養を通して地下水流動や水質に与える影響を評価し、水位低下や水質悪化を防ぐための対策について検討した。以下に本研究の成果をまとめる。

6.1.1 地下水のダイアグラム分析

京都盆地水系の地下水水質観測データを用いて、ヘキサダイアグラムとトリリニアダイアグラム、および多変量解析を用いた水質特性の類型分類をおこない、その時空間分布特性と地層・地質等の要因との関係について考察を行った。解析に用いた国土交通省の地下水観測では、時間水位および年数回の採水水質分析が行われている。このうち、観測データが整っている 1992～2002 年の水質データについて解析を行った。観測は年 4 回(2・5・8・11 月)、毎年 8 月に主要な溶存イオン類を含む 26 項目、他の 3 回は電気伝導度等の 17 項目の水質分析に限定されて

いるため、今回の分析には8月期のみを用い、欠測等により22地点に限定されるが、他研究と比較して空間密度が高いことが本解析の特徴のひとつである。

ヘキサダイアグラム分析では炭酸型、トリリニアダイアグラム分析ではⅡ型に分類された下鳥羽等の地点は盆地中央部に位置し、基本的に河川と類似した水質特性を示している。しかし、ヘキサダイアグラム分析では河川水質特性に類似する類型に分類された観測地点のうちトリリニアダイアグラム分析では停滞的な地下水であるⅢ型（八幡）や温泉水や海水などに近いと分類されたⅣ型（日吉・深草）も存在した。主成分分析＋クラスター分析の結果では盆地中央の河川沿いにある下鳥羽地点が丘陵部の深草や盆地南西部の大山崎等と同じクラスターに分類された。下鳥羽の観測井戸のストレーナー深度は地表から約50mと深く、この付近のボーリングデータでは地表から約60m以深に洪積世の火山灰層と粘土層が堆積しているおり、その影響で溶存イオン類以外の水質指標を加えた主成分分析では、丘陵部の河岸段丘や大阪層群の地質の影響が強く表れていると考えられる。同様に八幡地点は比較的深い地下水を採水しているので周囲の地層・地質の影響が強いと考えられるが、ヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムの結果からは河川水の影響も強いことが示されており、地質図・ボーリングデータを確認すると、表層から鉛直方向に連続した帯水層が存在する可能性があることが明らかとなった。

以上の結果、盆地中央部の平地部の地下水帯は河川表流水の影響を強く受けており、また採水深度の深い井戸においても河川水の影響がみられ、帯水層が表層から比較的深い層まで連続している可能性が明らかとなった。また、盆地周辺の丘陵部では段丘堆積物や洪積層堆積層の影響を受け、温泉水や停滞性の強い地下水の特性が見られた。特に、盆地南東部では、比較的地表に近いところに沖積世粘土層が堆積しており、その付近の観測井戸では、粘土層由来と考えられる鉄やマンガン等の重金属類、硫酸イオン・マグネシウム等の濃度が高いことが確認できた。さらに、10年程度の観測期間内では多くの観測地点の水質特性はほぼ同類型であるが、水質特性が変動する場合があることも明らかとなった。その要因のひとつとして地下構造物建設等により一時的な地下水帯水層の攪乱が考えられる地点もあるが、経年的に河川水の影響が高くなっている可能性も考えられる。以上のように、3つの解析手法の結果と地質図やボーリングデータを複合して考察することで、帯水層の構造や負荷源となりうる地層・地質などを推定することが可能である。

6.1.2 地下水水質の将来予測

地下水流動・水質モデルを用いて気候変動が京都盆地の地下水環境に及ぼす影

響評価を行ない、地下水水位および T-N 濃度変動の空間分布特性を明らかにした。T-N は地下水汚染の代表物質である硝酸性窒素を含む総量であり、基本的に肥料等の成分が地表からの浸透により供給され地下水を汚染する。モデルの再現性については、盆地丘陵部から中央平野部に位置する観測地点の水位・水質の再現性は高かった。ただし、河川付近の低い T-N 濃度の再現性は高くないなどの課題も残った。再現性が高くなかった地点毎について個別に影響要因を特定して、その地点が位置するモデルグリッドの地表標高・基盤標高、河川水位等を修正することで、再現性が向上することが期待できる。

これらのモデルを用いて、GCM による現在・近未来・21 世紀末の時間降水量データを活用して地下水環境に及ぼす影響評価を行った。水資源としての地下水利用を考慮すると、気候変動の影響で盆地南部域・巨椋池干拓地周辺と長岡京市付近の地下水位が上昇するとともに、T-N 濃度が低下することは上水道・農業用・工業用として地下水利用する上では好条件となる。しかし、現在でも地下水揚水量の多いこの区域での地下水利用を促進するほどの状況になるとは考えにくい。また、近未来および 21 世紀末において、地下水位上昇と低下が発生する区域の最大水位変動幅は $\pm 2.0 \sim 3.0$ (m)であり、その区域がモザイク状に混在する三川合流部およびその北部の大山崎地点付近では帯水層厚が薄いことも考え合わせると、一部の地下水揚水が周辺地域の地下水環境に与える影響は無視できない。さらに、盆地中央部の京都市街地では近年の小口地下水利用者の増加が加速すれば、この区域の地下水環境への影響が大きくなる可能性もある。また、水位低下を防ぐ対策として全域および大山崎を含む桂川右岸域での揚水規制を行った場合の評価を行った。その結果、揚水規制を行うことでほとんどの領域で地下水位は上昇し、将来的な気候変動による降水量変化によって地下水位が低下する可能性がある大山崎付近の水位を回復できる可能性を示した。

6.1.3 地質影響を考慮した地下水水質汚染の解析

京都盆地における、他の地下水汚染要因として、T-N と同様に過去の農業活動にともない地表から供給されたと考えられるより農薬含有の水銀や化学肥料成分、および地層・地質由来の汚染源としての重金属等が挙げられる。3.における地下水水質特性の時空間分析の結果、盆地南部域の丘陵部付近の観測井戸の水質分析から重金属類や硫酸イオンやマグネシウムイオンなどの汚染源として沖積世粘土層が考えられた。また、水銀を含む重金属類は粘土層での吸着が大きいことが知られている。このような地層・地質からの汚染物質の供給や吸着を考慮した水質モデルを用いることで、これらの物質の汚染状況の評価を試みた。沖積世粘土

層の層厚をボーリングコアデータに基づいて、盆地丘陵部付近と中央平野部について設定し、準三次元の水質解析を行った。その結果、大山崎付近で1980年代に確認された水銀汚染は、現在現状では帯水層上層では水銀濃度が低下しているが、粘土層に蓄積される水銀が増加しており、土壌と水との吸脱着のバランスを考慮すると、今後長期間にわたり帯水層水中へ移動することが考えられ、1980年代の対策として採水ストレーナーを深くした井戸においても今後水銀が検出される可能性があることを明らかにした。

6.2 今後の課題

地下水水質特性の時空間分布特性の解析については、空間解像度が高い観測データとダイアグラム分析法を用いた方法論は他地域でも同等の解析が可能であるとともに、京都盆地水系においても、より長期間の観測データやより高密度な集中観測データを蓄積することで、地下水流動特性や地形要因、地層・地質による水質影響を詳細に検討することが可能である。これらの解析結果に基づいて将来予測のための地下水流動・水質モデルのパラメータ同定や涵養源・汚染源を特定するなどを利用して、地下水の持続的な利用可能性や汚染対策を検討・評価するための有効な情報となりうる。

地下水流動・水質モデルによる解析では、モデル再現性を高めるためにより空間解像度を細かくする必要がある。近年、整備が進められているレーザーを用いた地表標高データや地下帯水層基盤の設定に用いた地盤データベースも新たなデータを含む整備が継続されており、より細かい空間解像度をもつモデルを作成することで、詳細な地下水流動と水質特性の空間特性の解明が期待できる。また、表流水系のモデルと組み合わせ、京都盆地水系全体の水・物質循環の将来予測を行うモデルに発展させることも必要である。また、広域地下水解析においても完全三次元化されたモデルが用いられるようになっており、より詳細な解析のためにモデルの高度化が望まれる。

気候変動による降水量変動がおよぼす地下水環境の影響評価では、本研究では取り扱えなかった将来における土地利用や揚水量の変化について検討する必要がある。2030年程度の近未来については人口変動予測や一部地域については土地利用変化予測も行われており、京都盆地における人口変動や土地利用変化、およびそれらをもとにして地下水揚水量の予測を行った上で、これらの人為要因の変化と将来的な自然要因としての気候変動による降水量変動を組み合わせた将来予測と対策評価を行うことで、より具体的な水資源管理方策の検討が可能となる。

謝 辞

本論文を作成するにあたっての博士後期課程の4年間半、私は大変厳しく研究生活を過ごしてきた。研究室全メンバのおかげさまで、最後まで堅持することができました。感謝の気持ちを言葉で表現することはできませんが、お世話になった皆様に一言ずつ御礼申しあげたいと思っています。

本研究を進めるにあたり、懇切丁寧な御指導、御協力を賜った京都大学防災研究所・中北英一教授深く感謝します。

本論文を作成するために、研究内容、研究手法などたくさんの知識を教えてください、厳しく御指導をしていただいた京都大学防災研究所・城戸由能准教授に深く感謝します。

本論文の修正過程に何日も徹夜して仕事して修正していただいた京都大学防災研究所・城戸由能准教授に深く感謝します。

私費留学生なので安心して研究を進めために生活面でもたくさん支援をいただいていた京都大学防災研究所・中北英一教授、城戸由能准教授に深く感謝します。

私は博士課程3年生のとき研究課題と研究対象領域が京都盆地にかわった。新しい研究課題である本研究をおこなうため京都大学防災研究所・中北英一教授、城戸由能准教授が厳しく御指導をしていただいたため深く感謝します。

私は博士課程の4年間半所属しました京都大学防災研究所気象水象災害研究部門水文気象災害研究分野・中北研究室の皆様のおかげで、厳しい研究生活を過ごしてしてきた。研究作業しているうちにパソコンでわからないこともたくさんありましたが、本研究室の山口弘誠先生に教えていただいた。地下水流動・水質解析のプログラムの作成過程に本研究室修士過程学生栗津進吾氏に手伝っていただいた。秘書の辻まゆみ氏には、快適な研究室環境を整えていただきました。そのほかのも皆様もいろいろ面で支えられて、研究に励むことができました。そして、研究室の全メンバに深く感謝します。

日本で留学するのに許可していただいた新疆大学資源環境学院首脳部へ感謝を申し上げます。

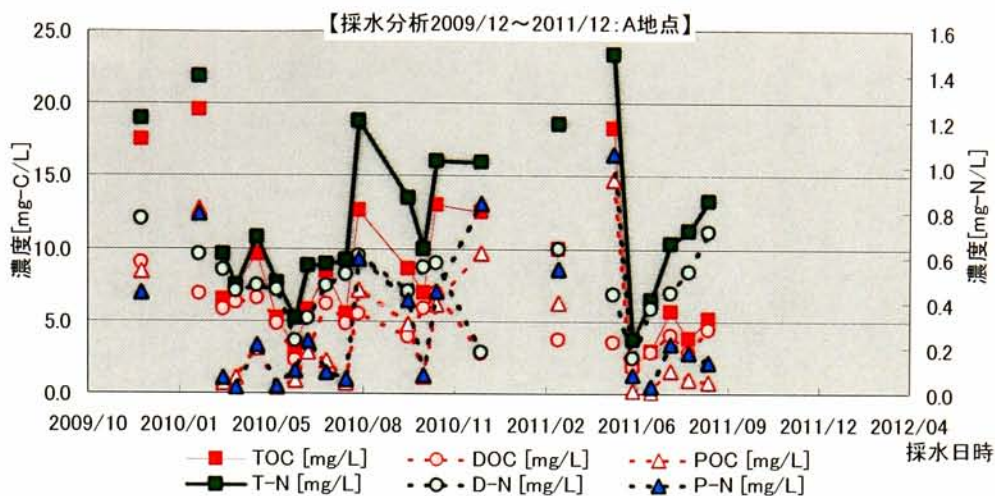
最後に、子供の世話をし、安心して研究を進めてと言って私の留学希望、研究生生活を支持していただいていた妻 Amina Abudukeyimu をはじめ、両親、親戚の皆様に深く感謝を申し上げます。

2012 年 1 月 16 日

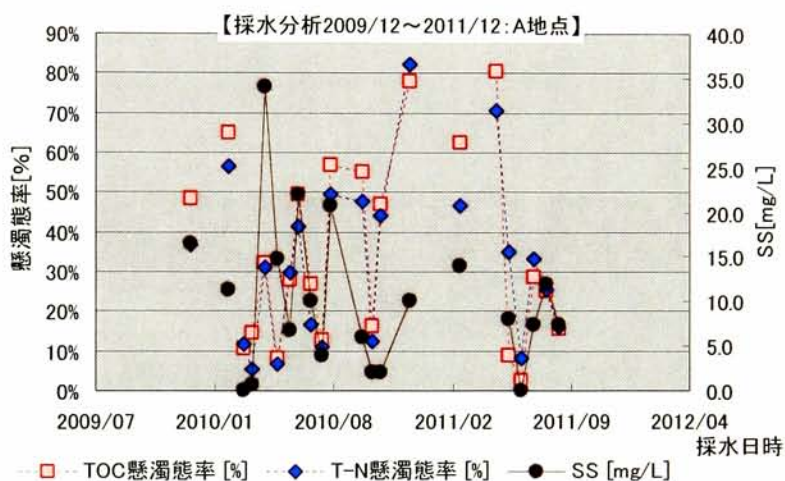
BATUER ABUDOUREYIMU

付 録

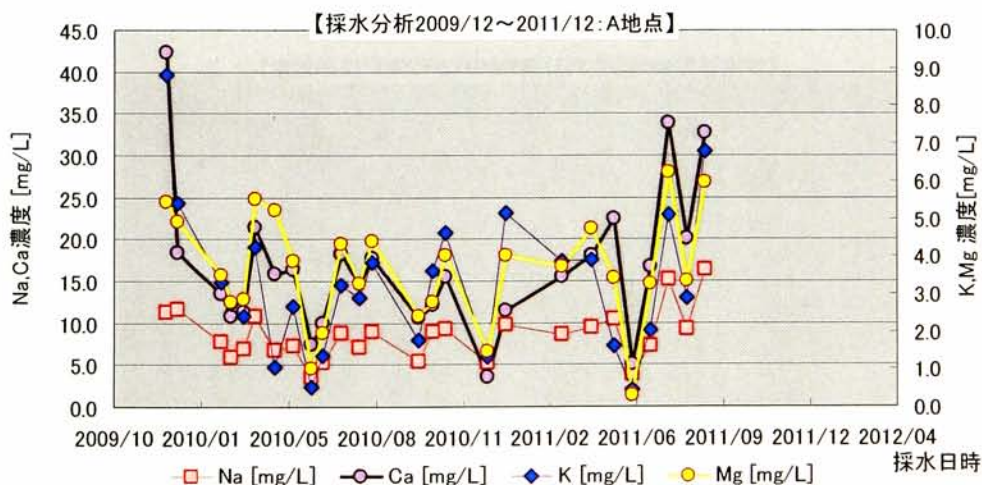
- I. 集中観測における採水分析結果（第 3 章関連）
- II. 揚水規制効果の計算結果全図（第 4 章関連）



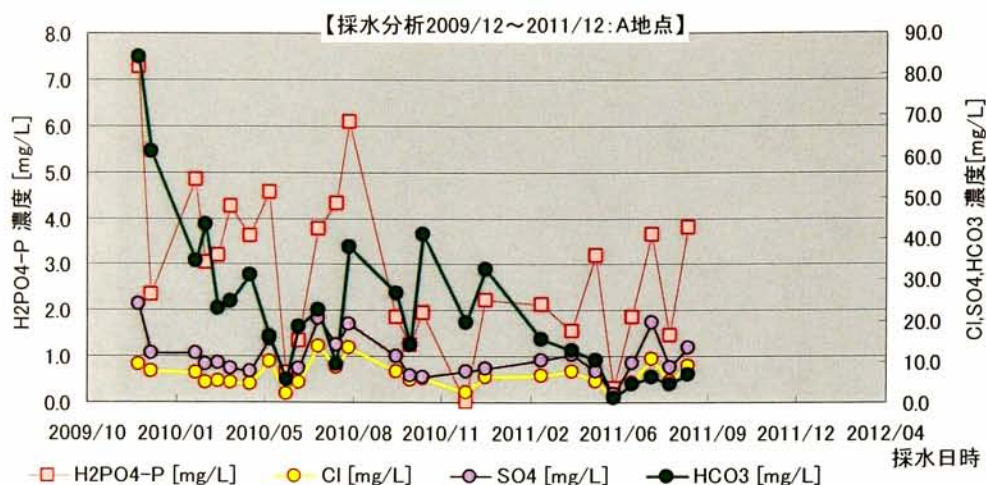
付録図 I -1 地点 A の形態別有機態炭素・窒素



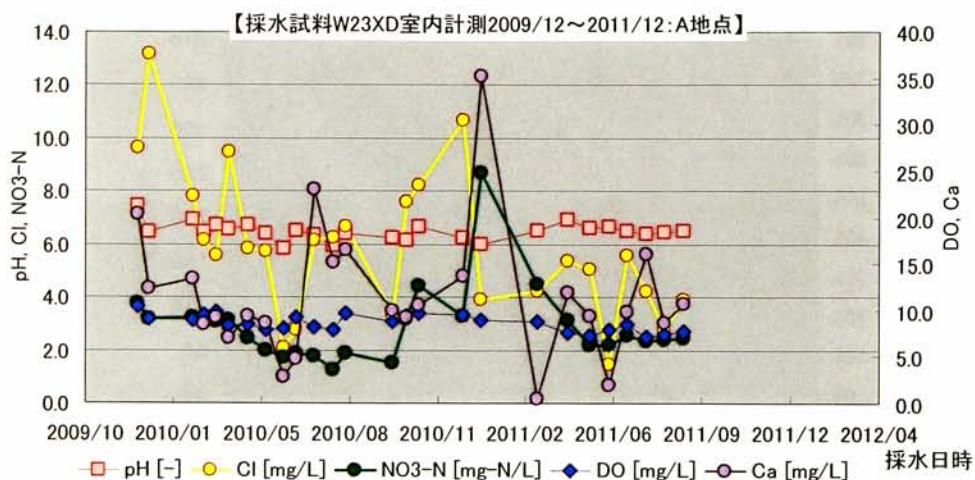
付録図 I 2 地点 A の TOC・T-N の懸濁率と SS



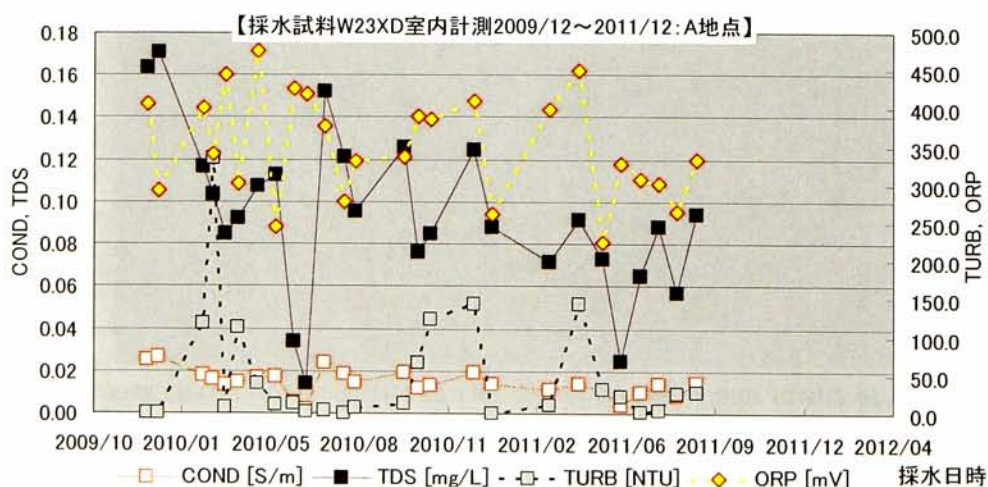
付録図 I 3 地点 A の陽イオン濃度



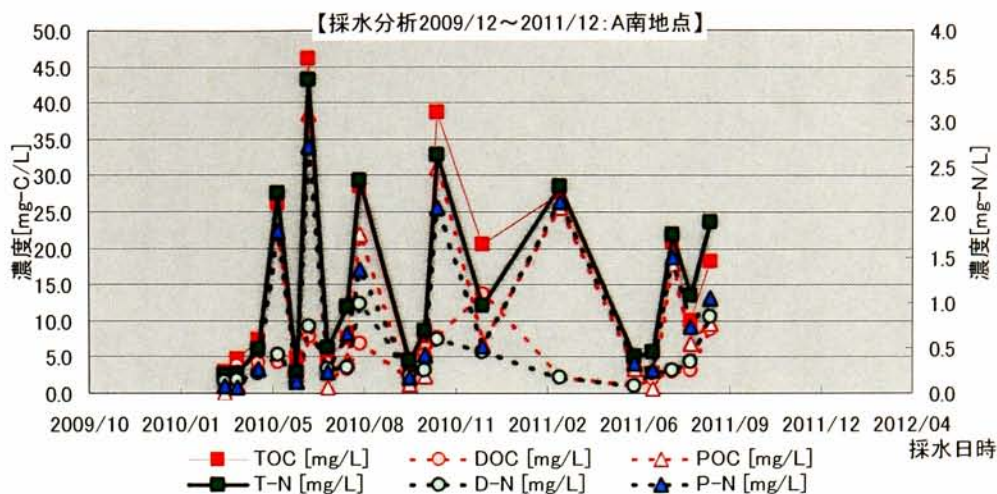
付録図 I - 4 地点 A の陰イオン濃度



付録図 I - 5 地点 A の水質計測項目(1)



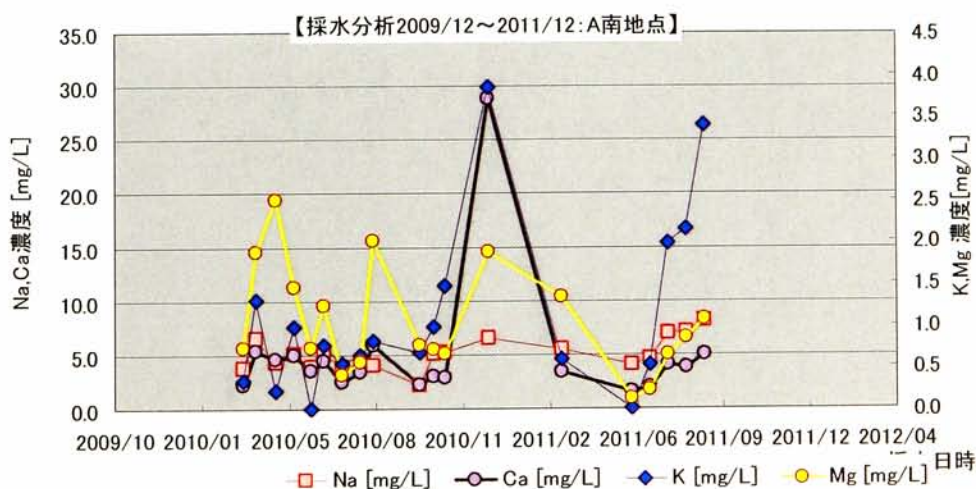
付録図 I - 6 地点 A の水質計測項目(2)



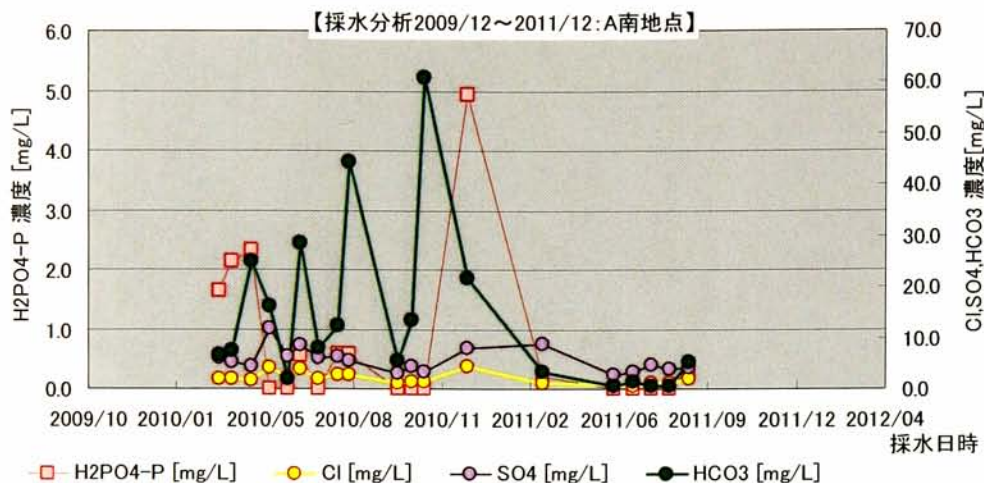
付録図 I 7 地点 A 南の有機体炭素と窒素



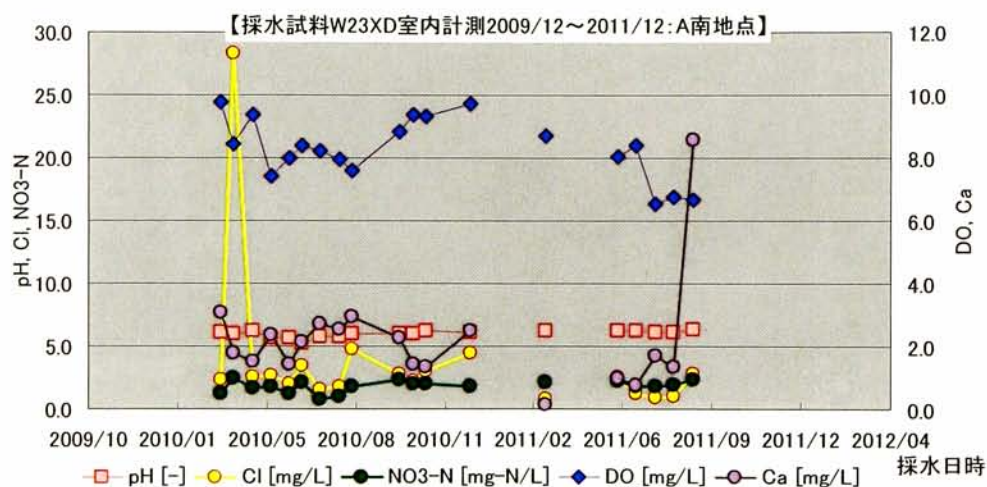
付録図 I 8 地点 A 南の TOC・T-N 懸濁率と SS



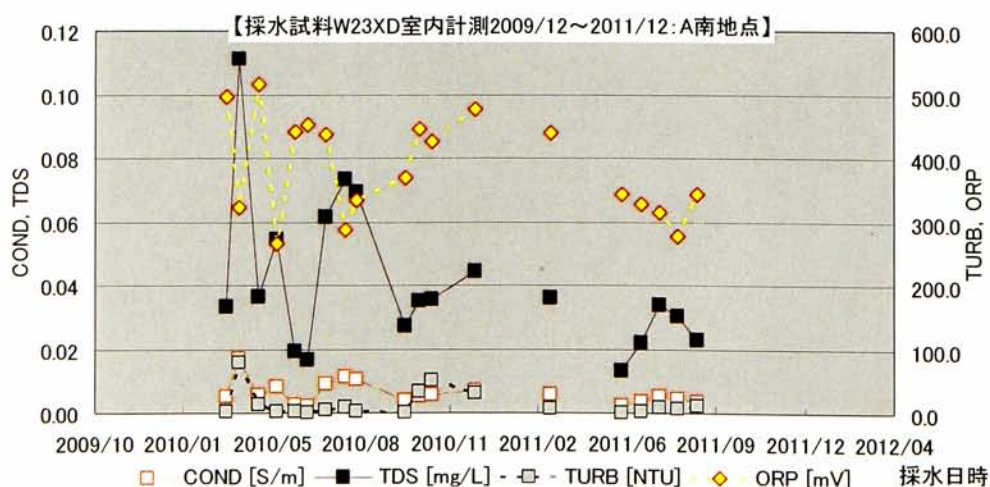
付録図 I -9 地点 A 南の陽イオン濃度



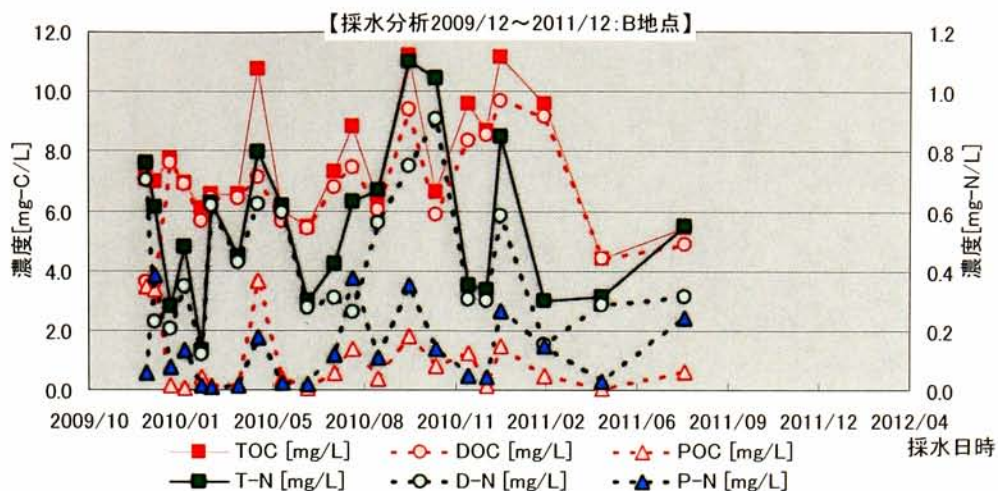
付録図 I -10 地点 A 南の陰イオン濃度



付録図 I -11 地点 A 南の水質計計測項目(1)



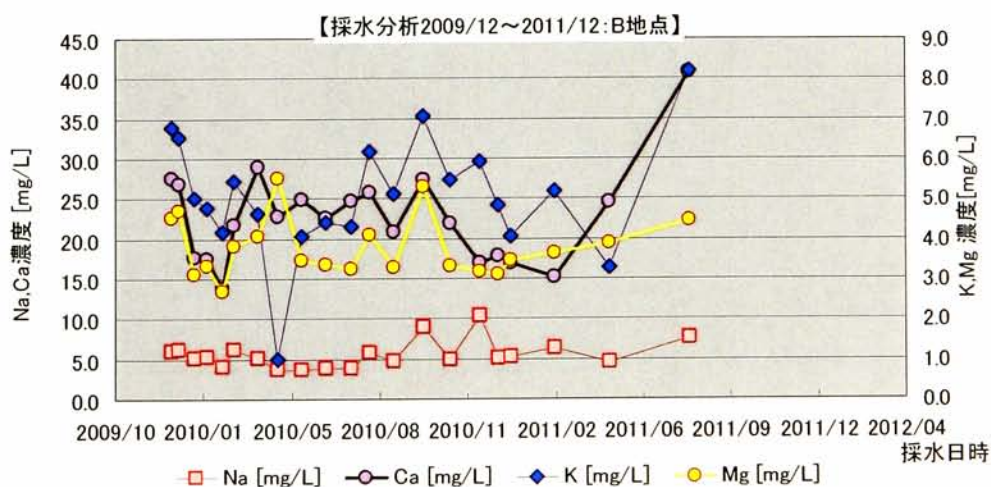
付録図 I -12 地点 A 南の水質計計測項目(2)



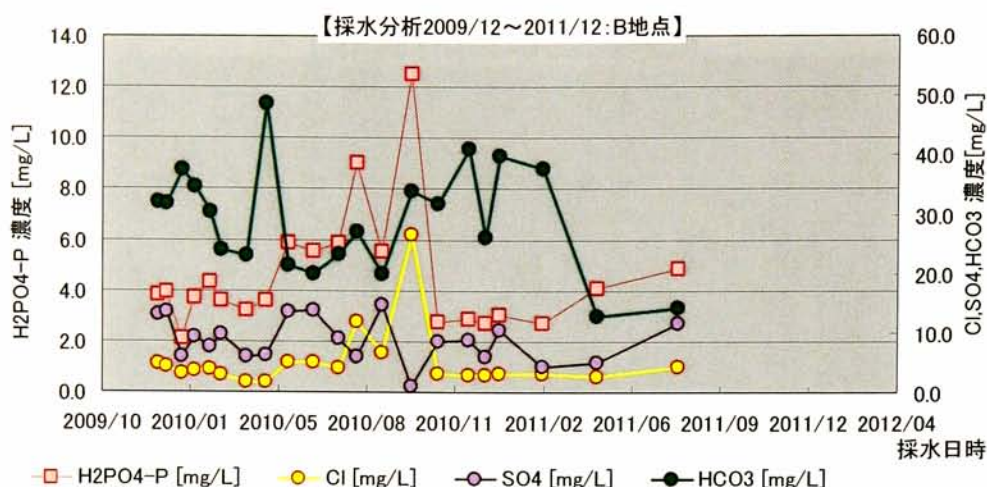
付録図 I -13 地点 B の有機体炭素と窒素



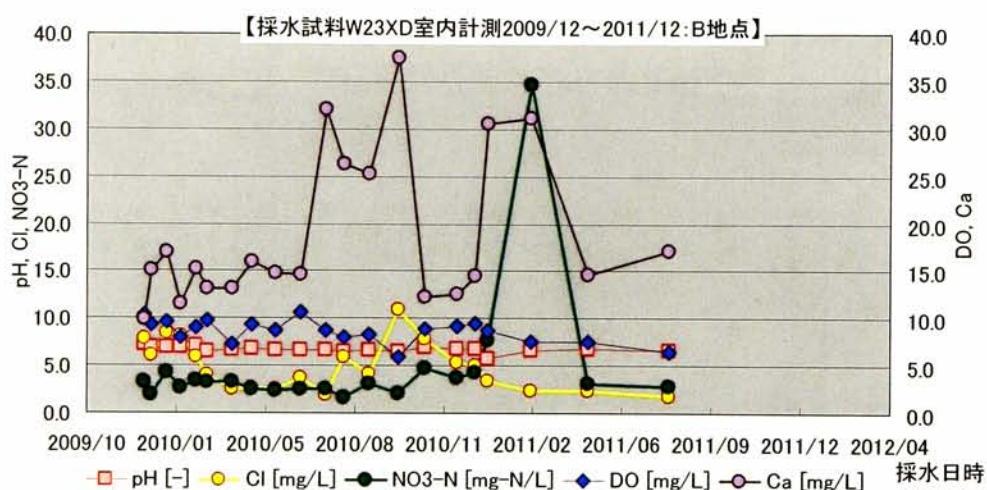
付録図 I -14 地点 B の TOC・T-N 懸濁対立と SS



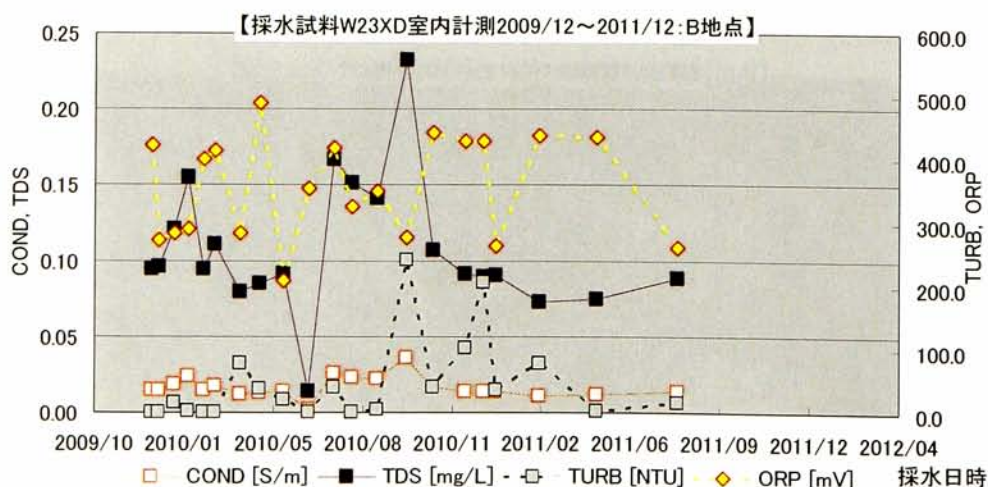
付録図 I -15 地点 B の陽イオン濃度



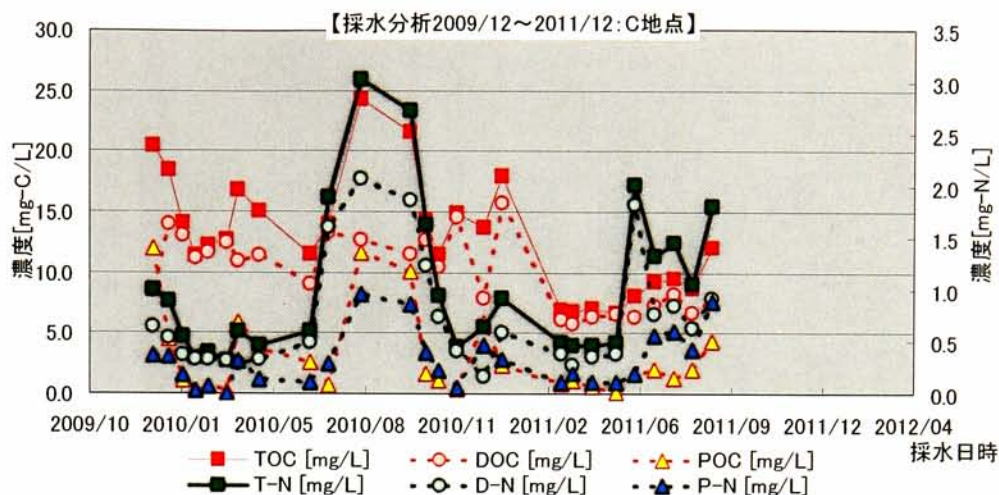
付録図 I -16 地点 B の陰イオン濃度



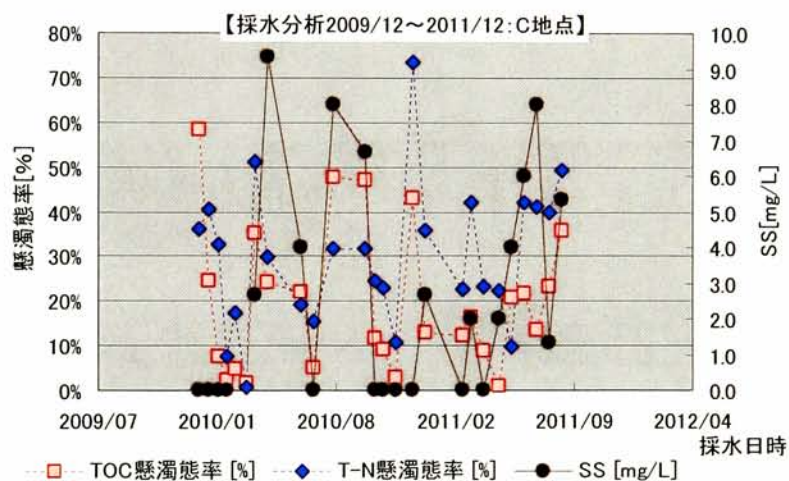
付録図 I -17 地点 B の水質計計測項目(1)



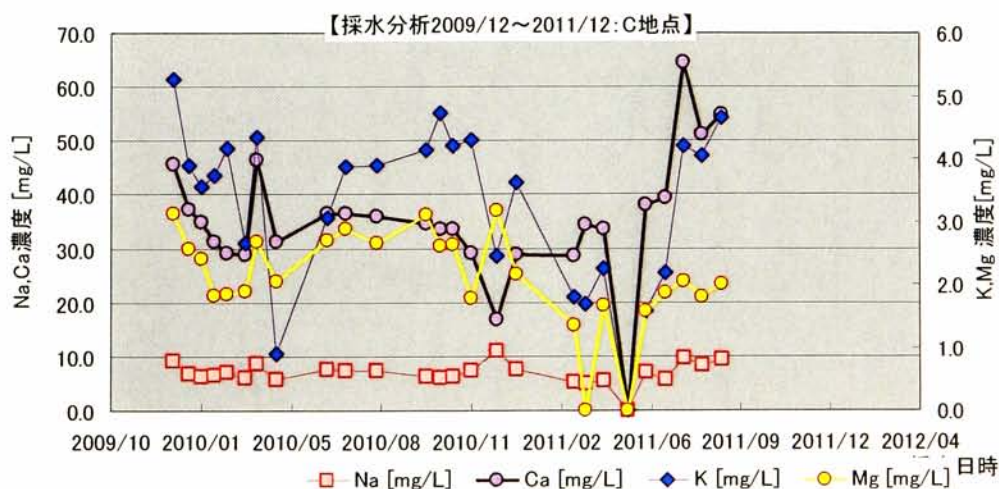
付録図 I -18 地点 B の水質計計測項目(2)



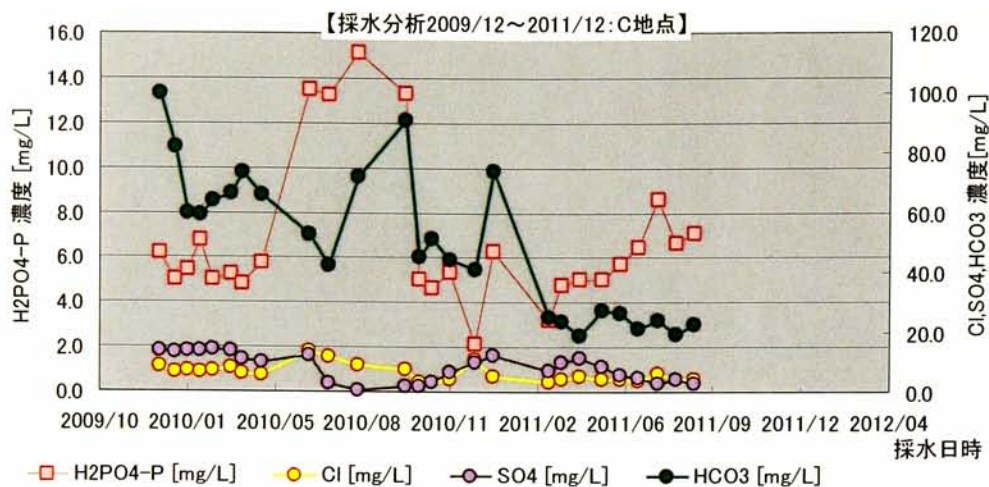
付録図 I -19 地点 C の有機体炭素と窒素



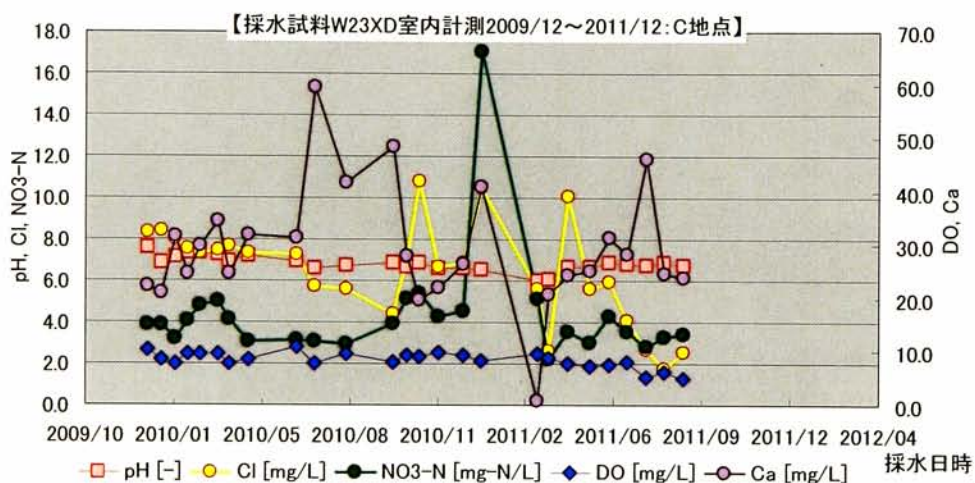
付録図 I -20 地点 C の TOC・T-N 懸濁対立と SS



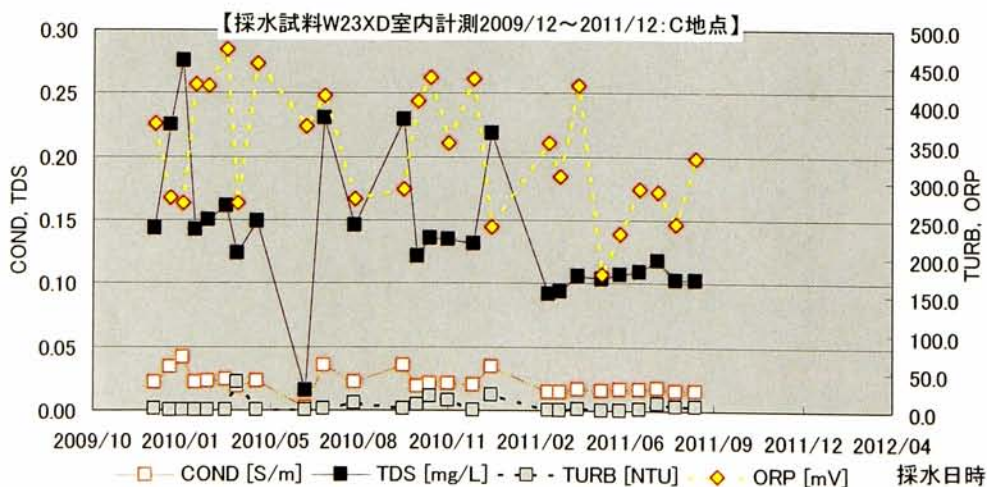
付録図 I -21 地点 C の陽イオン濃度



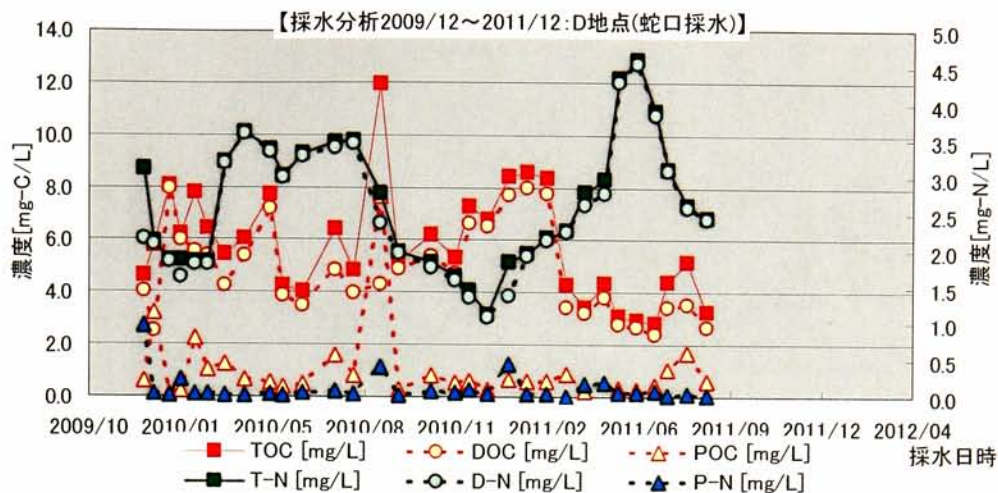
付録図 I -22 地点 C の陰イオン濃度



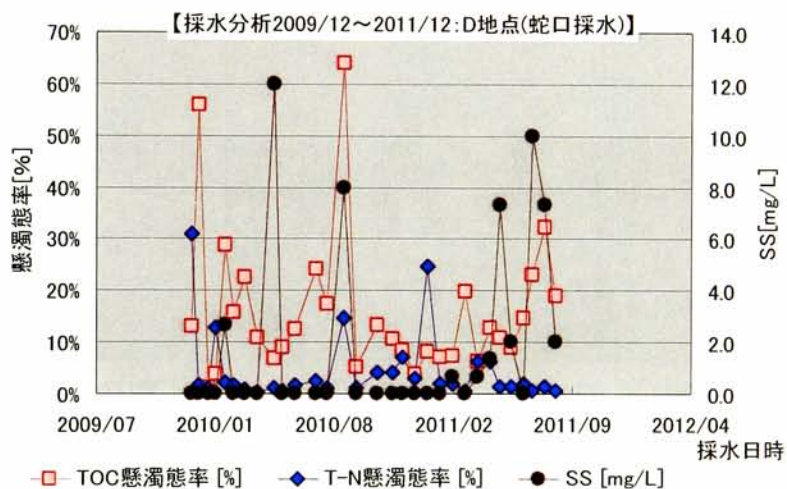
付録図 I -23 地点 C の水質計計測項目(1)



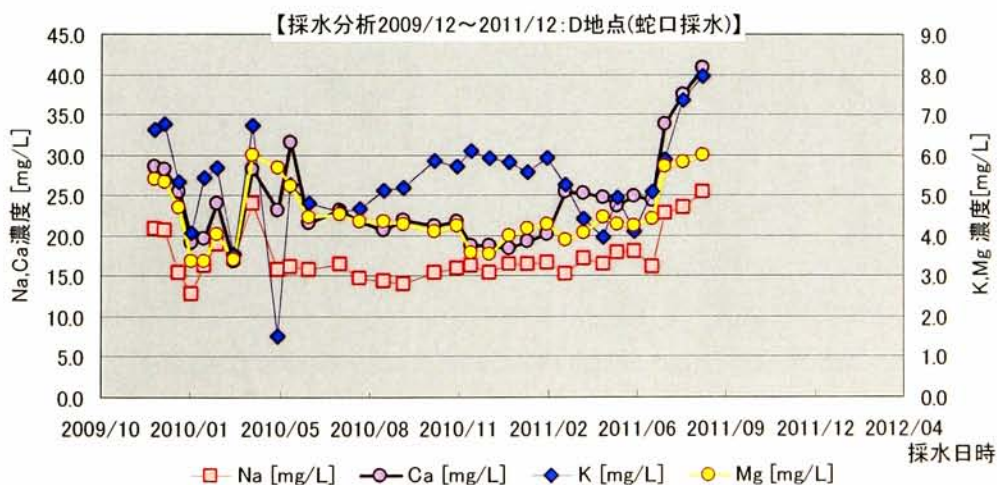
付録図 I -24 地点 C の水質計計測項目(2)



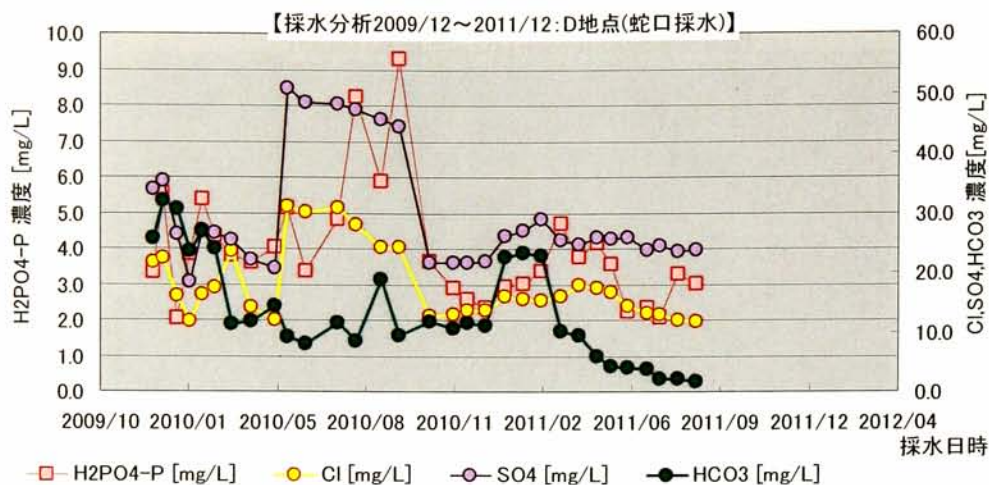
付録図 I -25 地点 D の有機体炭素と窒素



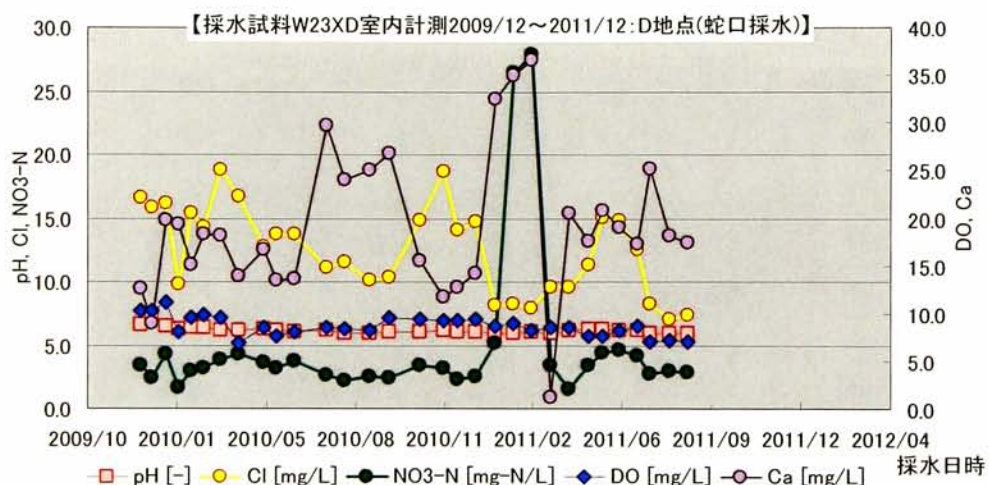
付録図 I -26 地点 D の TOC・T-N 懸濁態率と SS



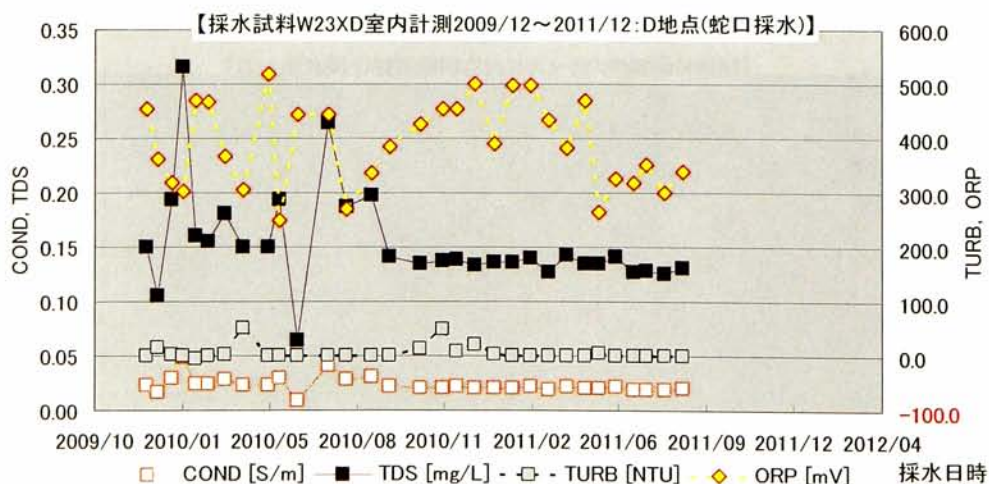
付録図 I -27 地点 D の陽イオン濃度



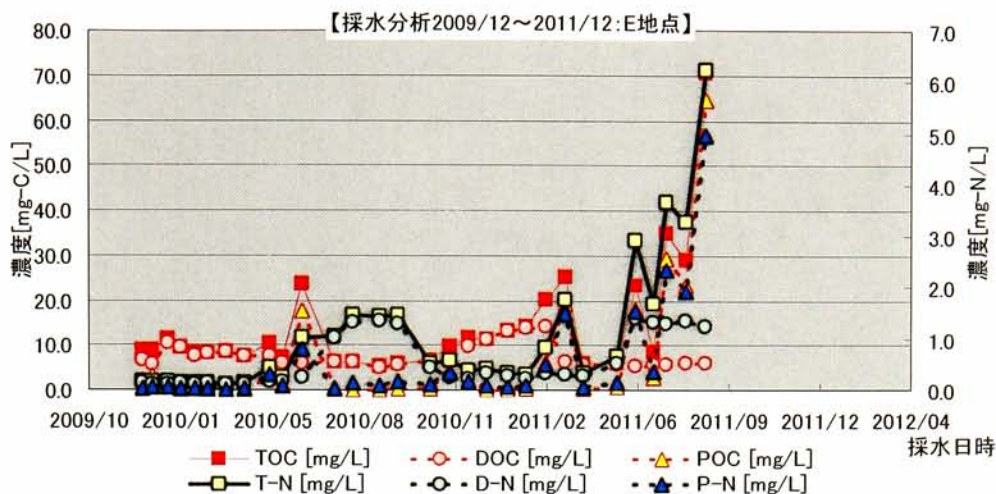
付録図 I -28 地点 D の陰イオン濃度



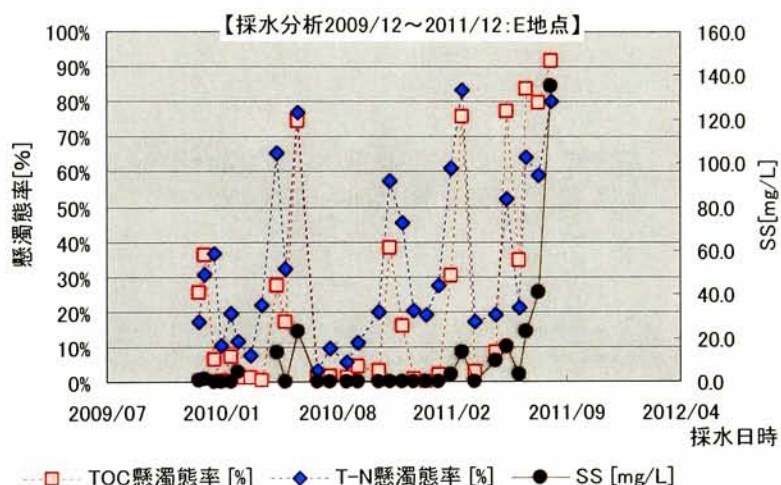
付録図 I -29 地点 D の水質計計測項目(1)



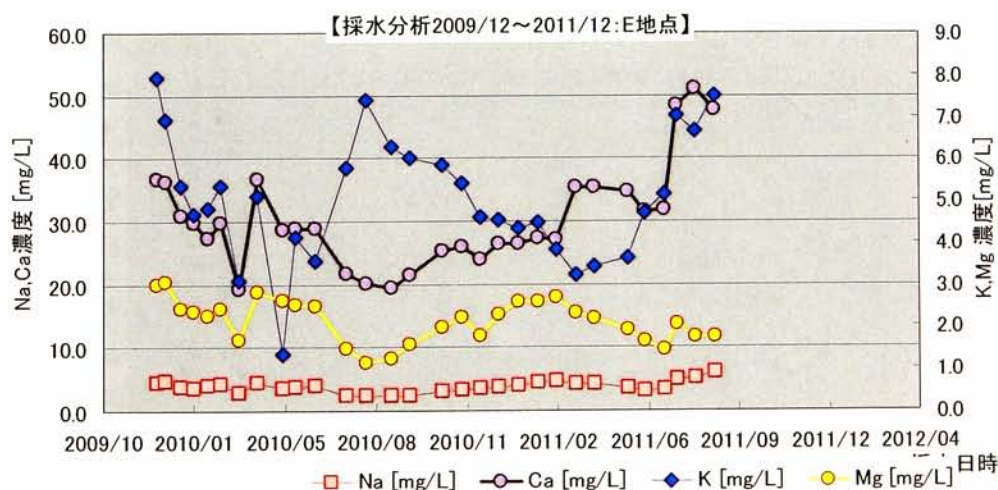
付録図 I -30 地点 D の水質計計測項目(2)



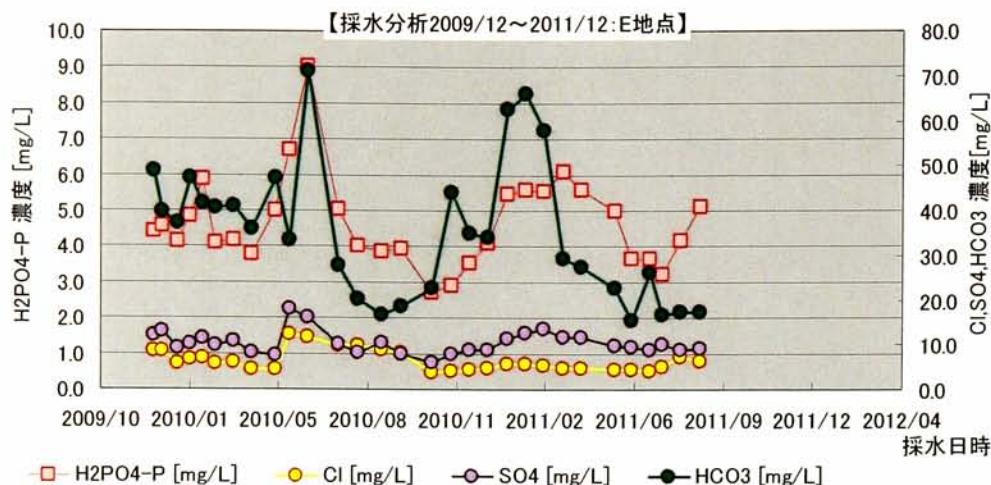
付録図 I -31 地点 E の有機体炭素と窒素



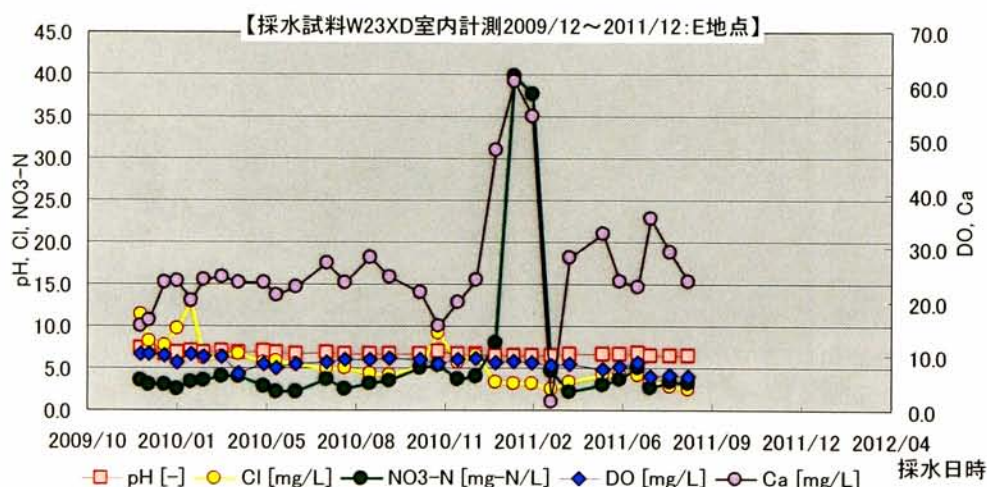
付録図 I -32 地点 E の TOC・T-N 懸濁態率と SS



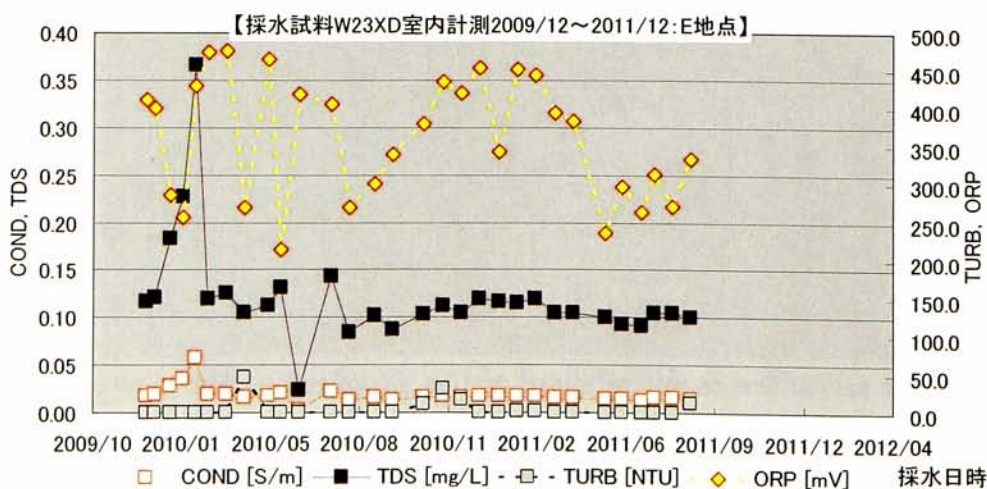
付録図 I -33 地点 E の形態別窒素



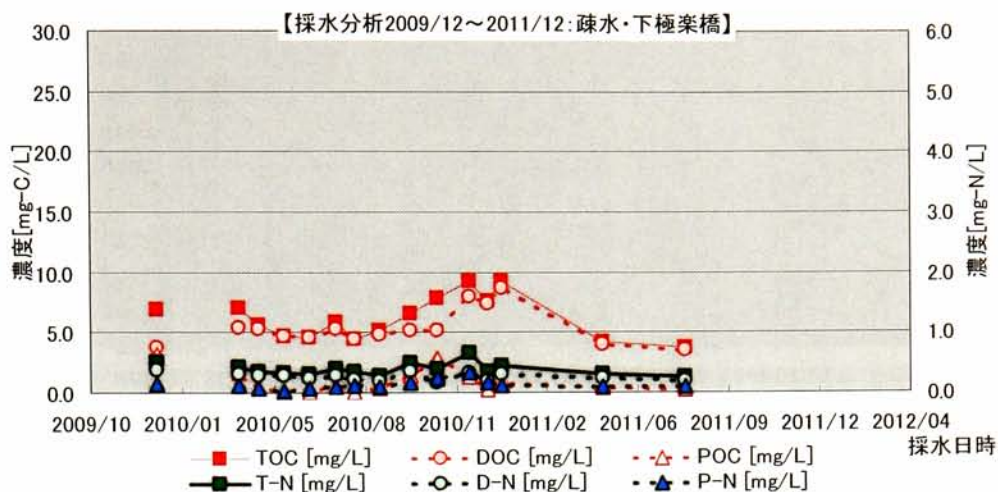
付録図 I -34 地点 E の陰イオン濃度



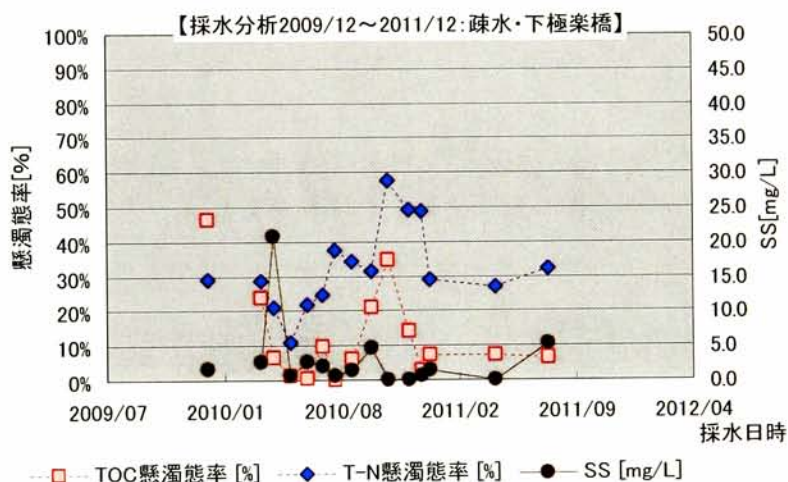
付録図 I -35 地点 E の水質計計測項目(1)



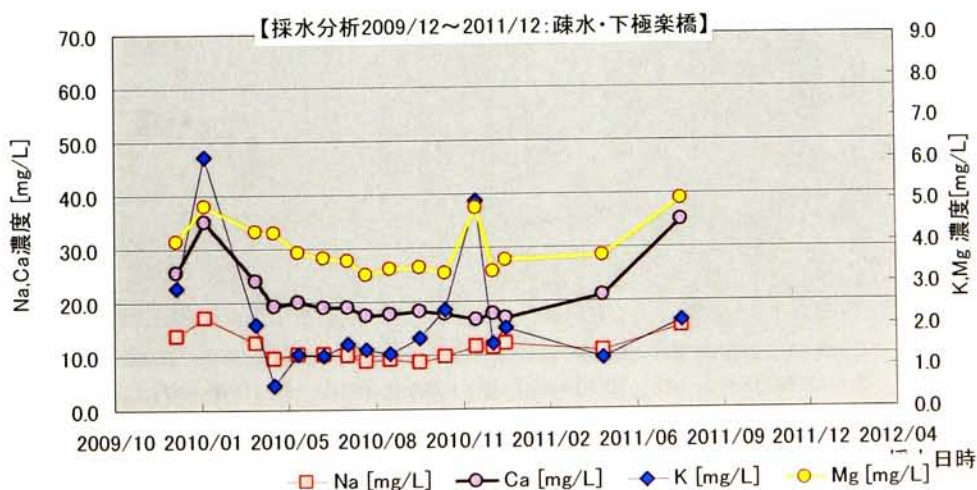
付録図 I -36 地点 E の水質計計測項目(2)



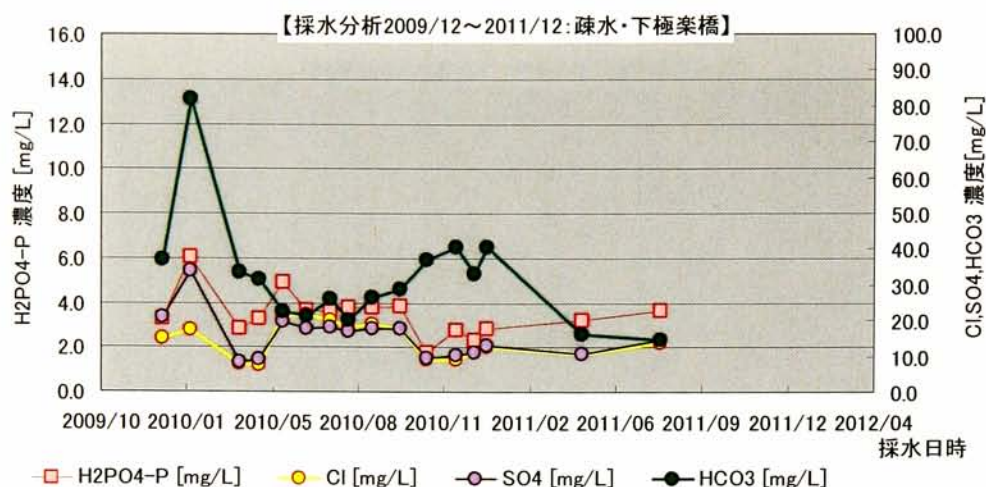
付録図 I -37 下極楽橋地点の有機体炭素と窒素



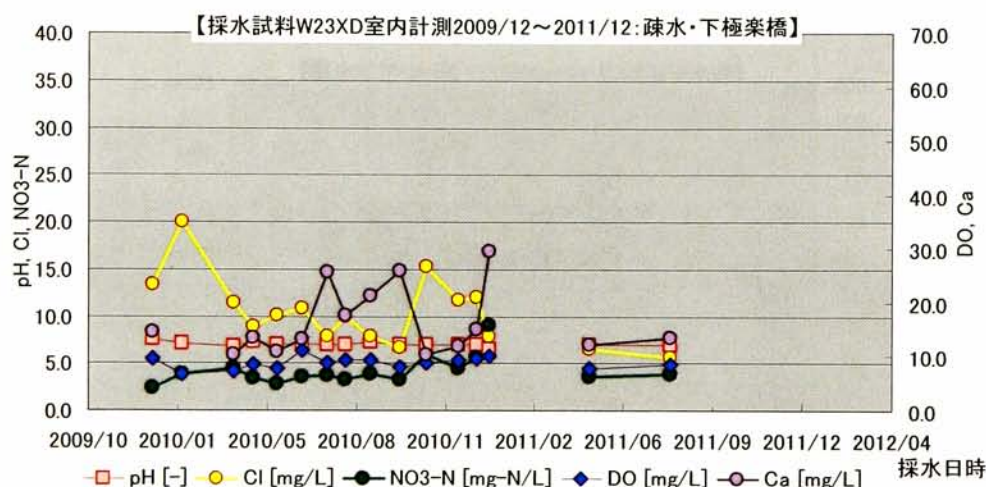
付録図 I -38 下極楽橋地点の TOC・T-N 懸濁態率と SS



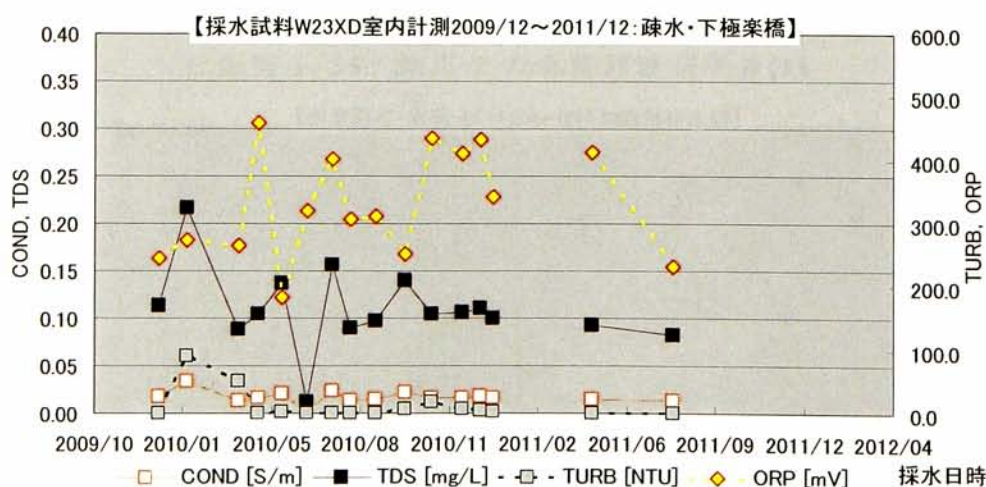
付録図 I -39 下極楽橋地点の陽イオン濃度



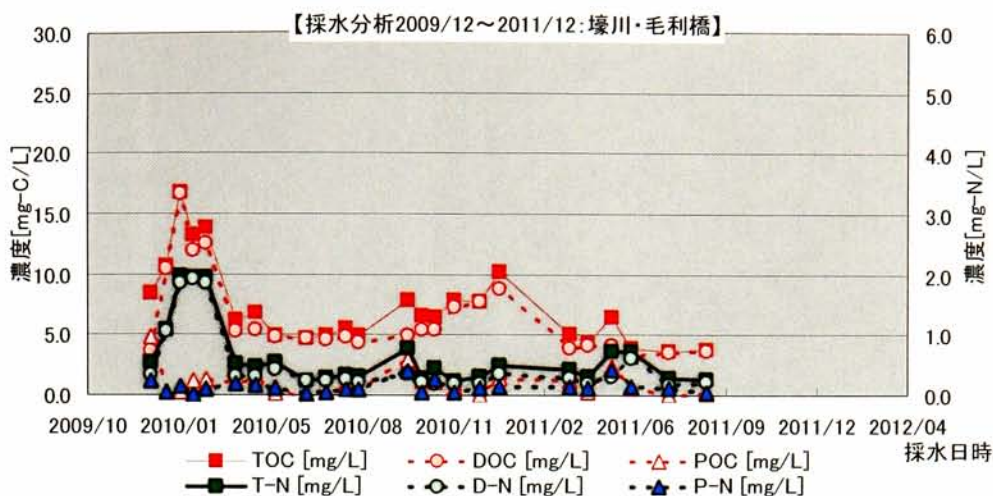
付録図 I -40 下極楽橋地点の陰イオン濃度



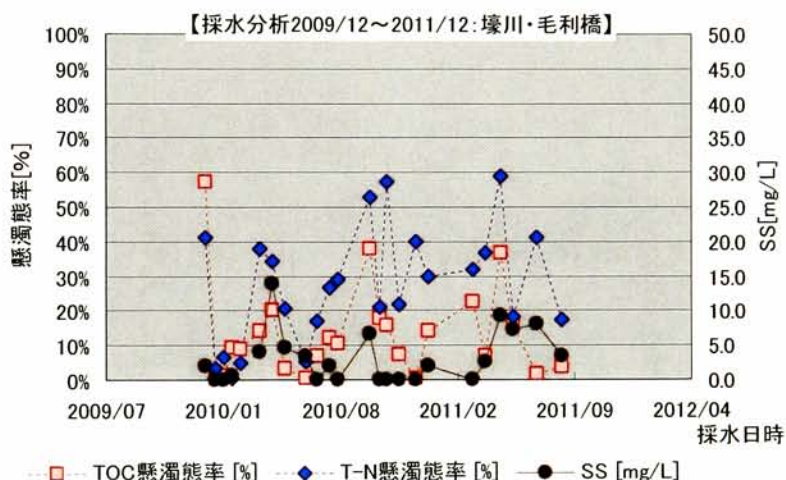
付録図 I -41 下極楽橋地点の水質計計測項目(1)



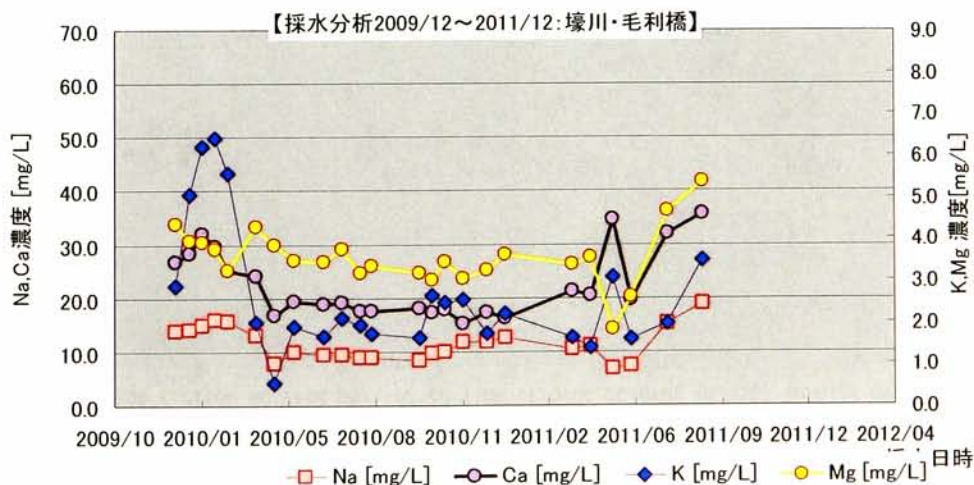
付録図 I -42 下極楽橋地点の水質計計測項目(2)



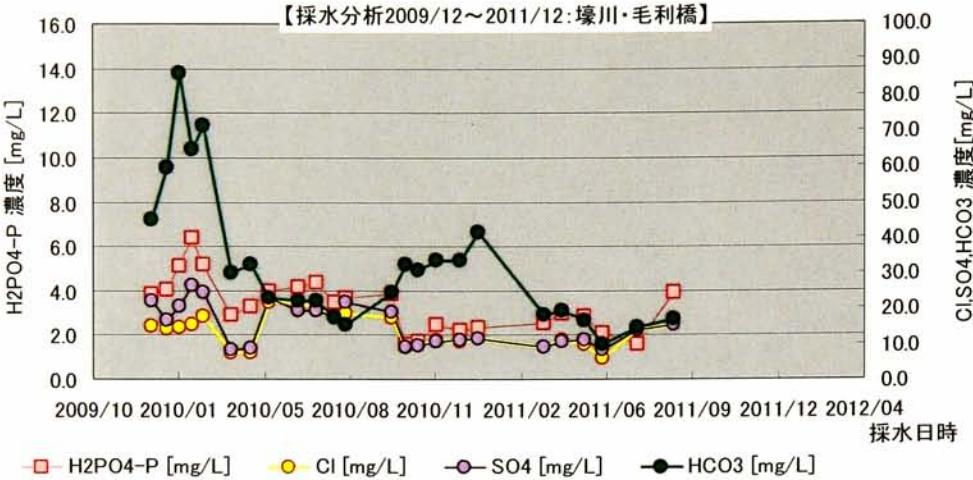
付録図 I -43 毛利橋地点の有機体炭素と窒素



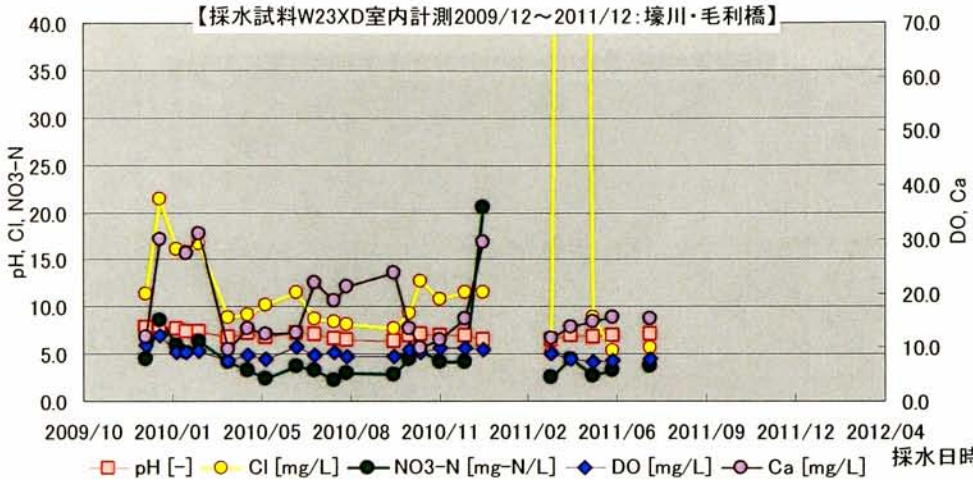
付録図 I -34 毛利橋地点の TOC・T-N 懸濁態率と SS



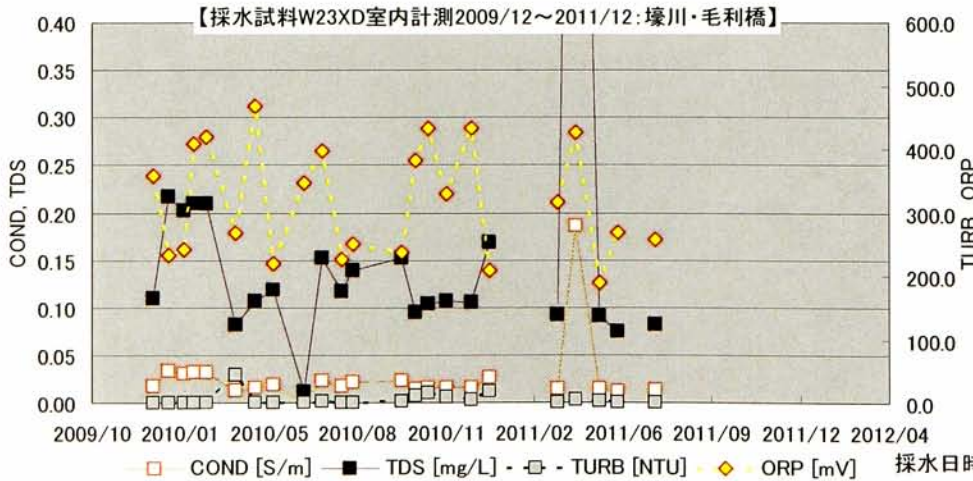
付録図 I -45 毛利橋地点の陽イオン濃度



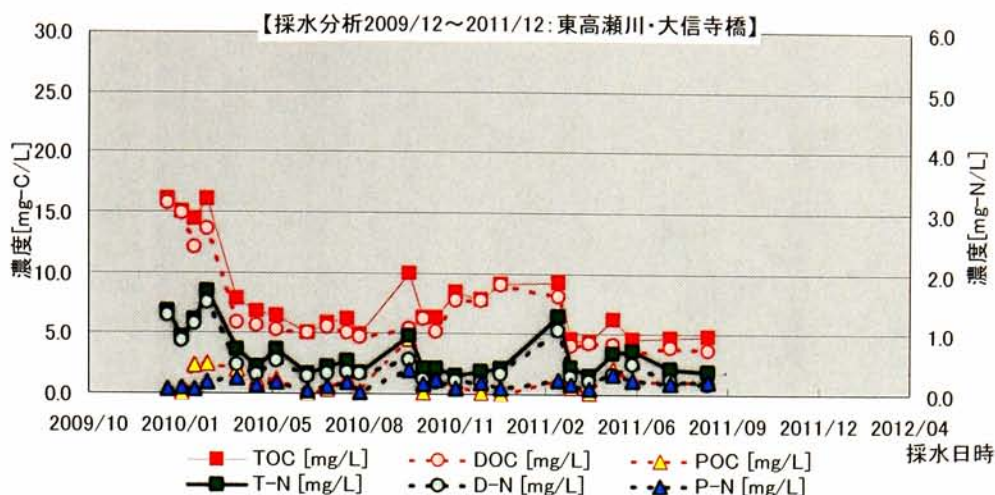
付録図 I -46 毛利橋地点の陰イオン濃度



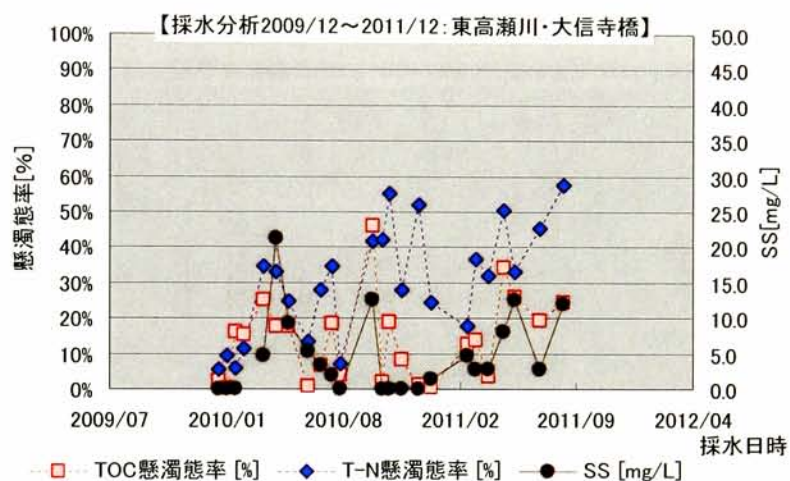
付録図 I -47 毛利橋地点の水質計計測項目(1)



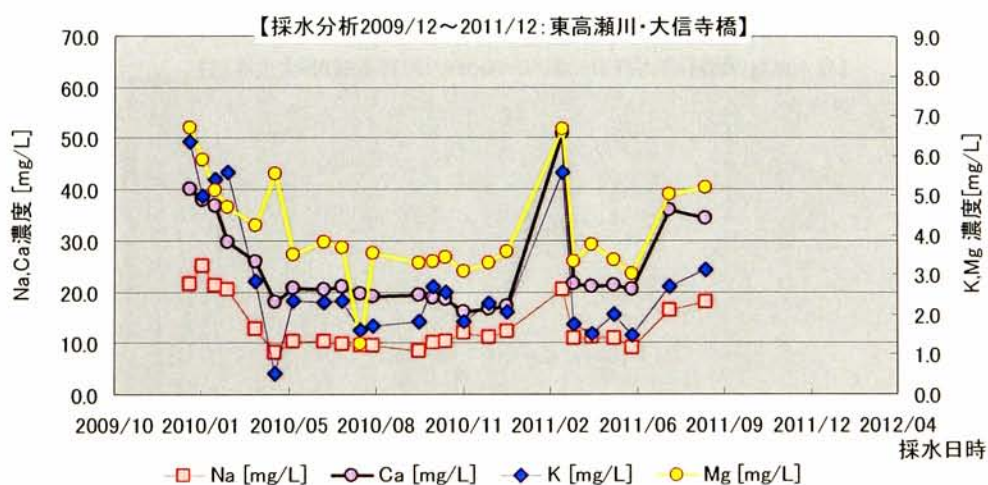
付録図 I -48 毛利橋地点の水質計計測項目(2)



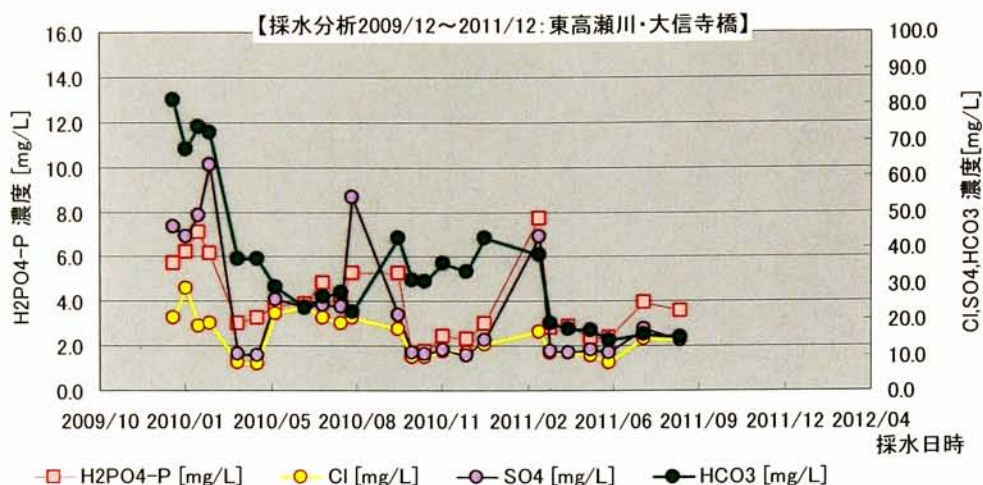
付録図 I 49 大信寺橋地点の有機体炭素と窒素



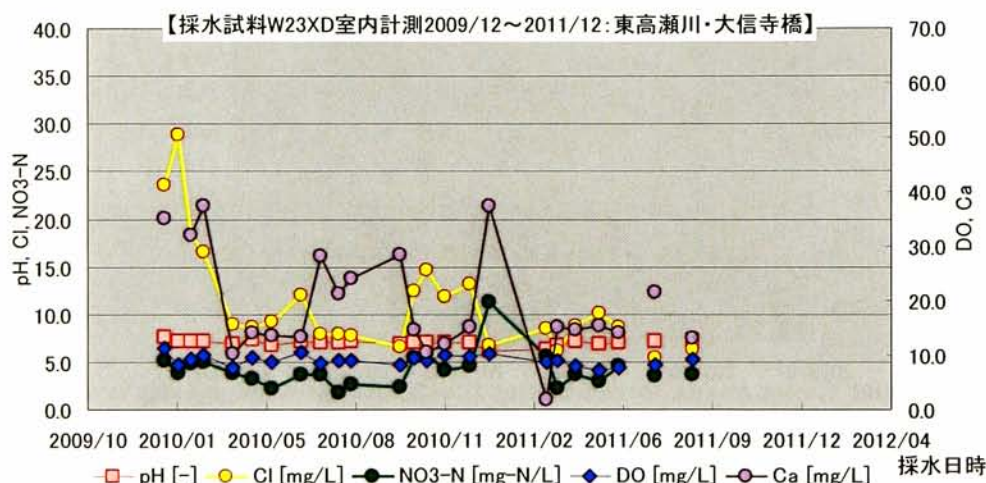
付録図 I 40 大信寺橋地点の TOC・T-N 懸濁態率と SS



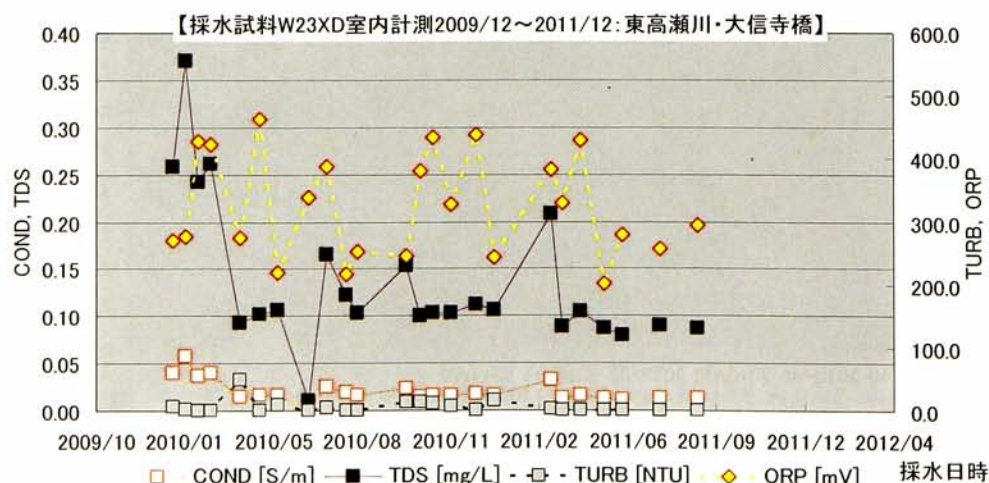
付録図 I - 51 大信寺橋地点の陽イオン濃度



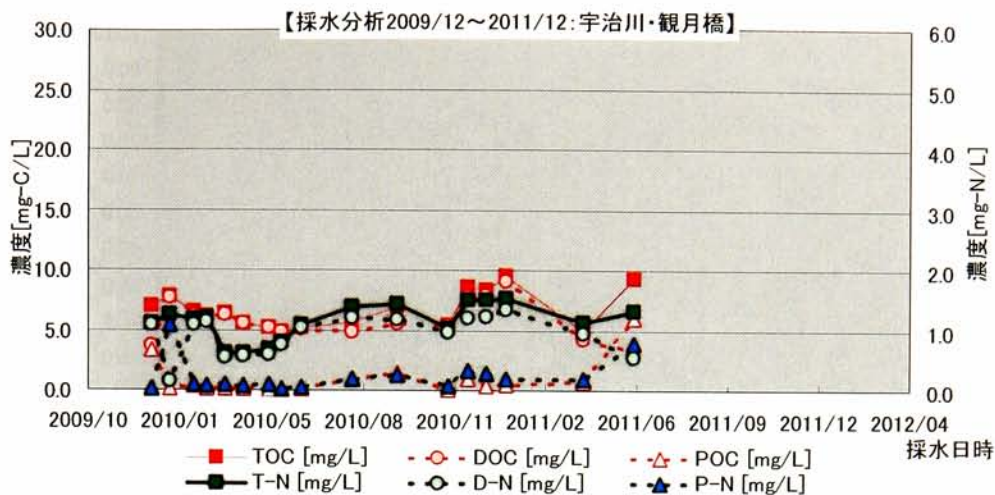
付録図 I - 5 大信寺橋地点の陰イオン濃度



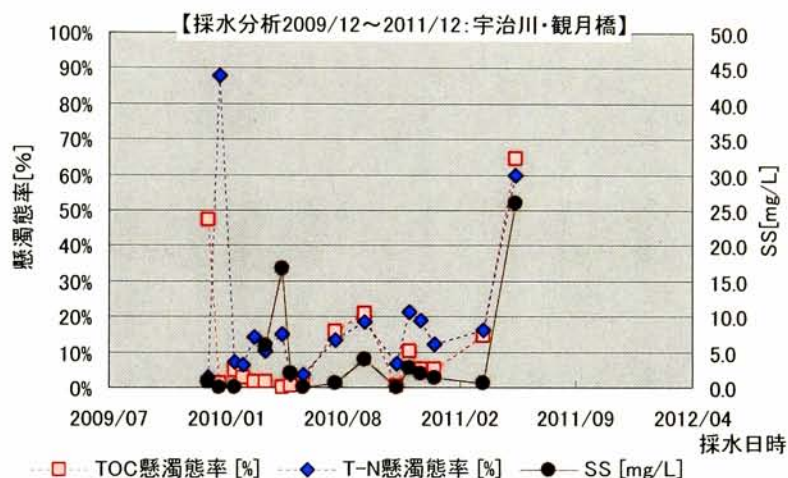
付録図 I 6 大信寺橋地点の水質計計測項目(1)



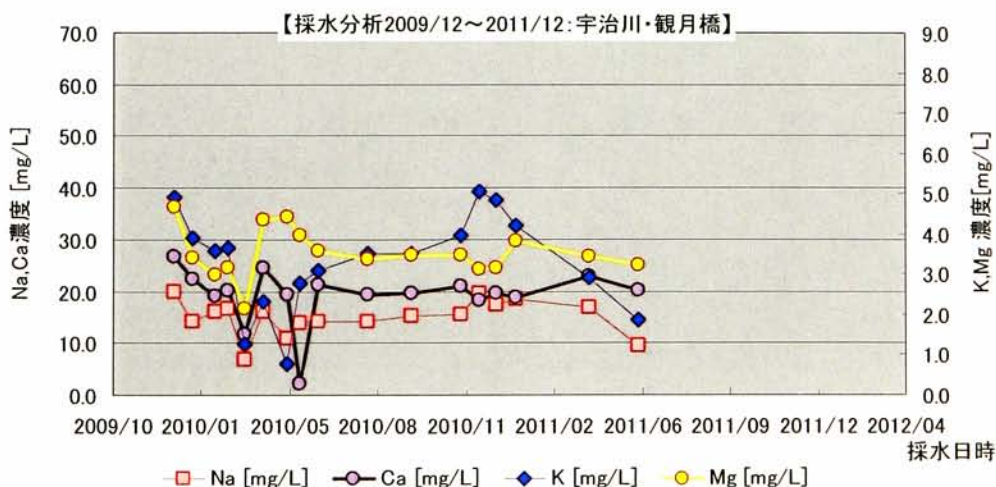
付録図 I 54 大信寺橋地点の水質計計測項目(2)



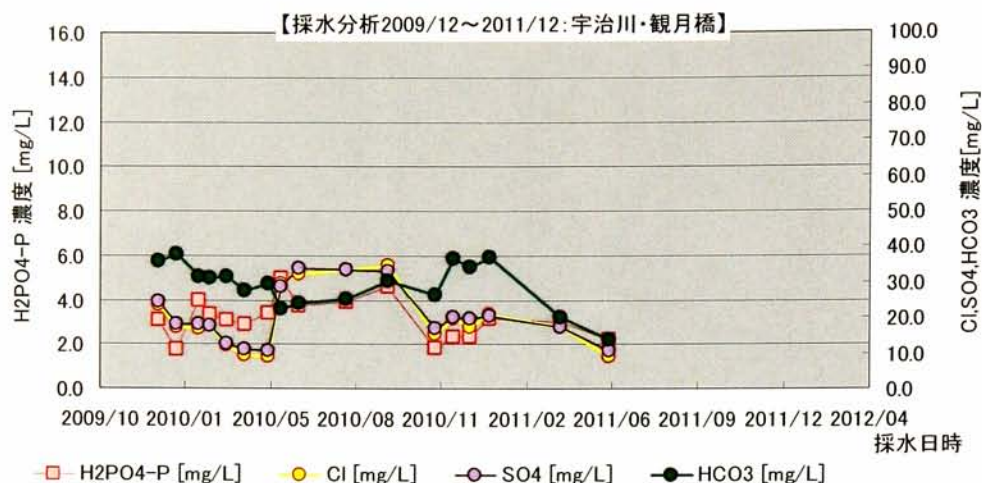
付録図 I - 557 観月橋地点の有機体炭素と窒素



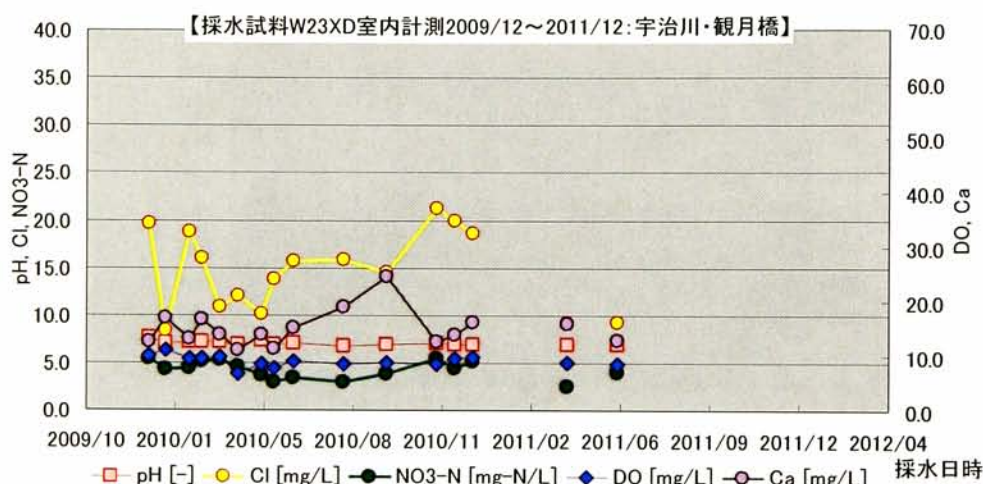
付録図 I - 8 観月橋地点の TOC・T-N 懸濁態率と SS



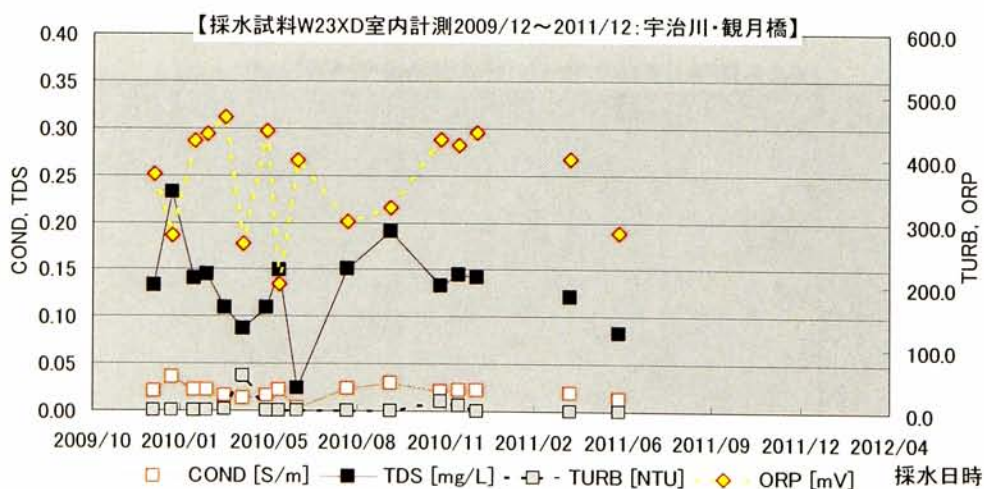
付録図 I - 579 観月橋地点の陽イオン濃度



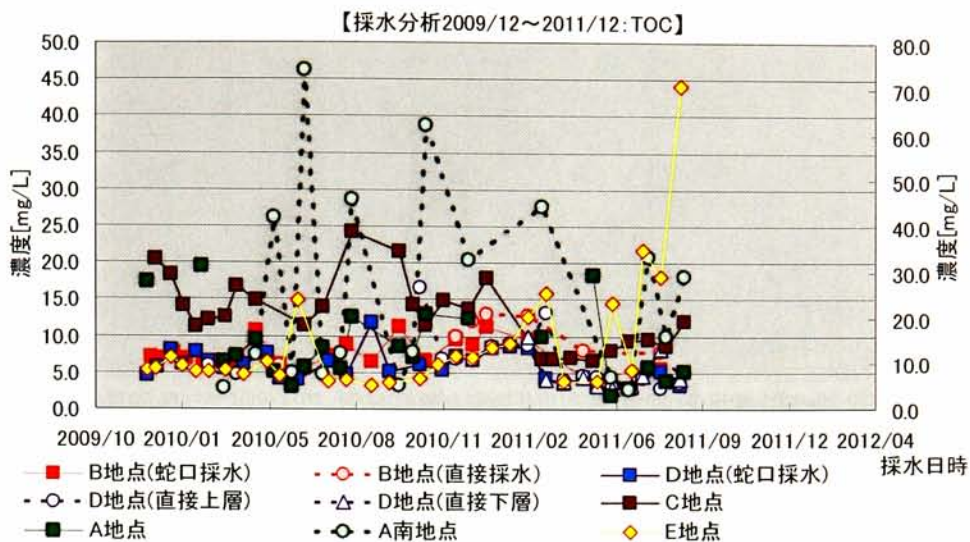
付録図 I 58 観月橋地点の陰イオン濃度



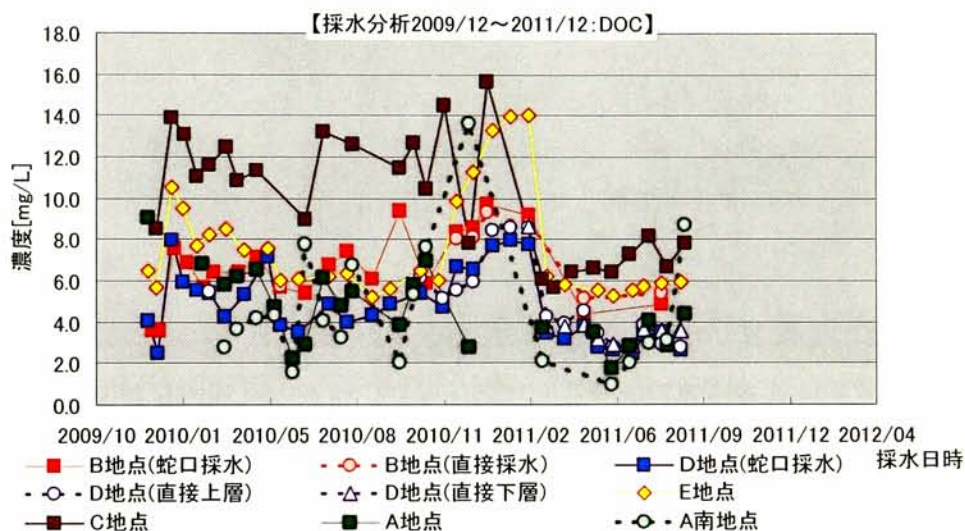
付録図 I -59 観月橋地点の水質計計測項目(1)



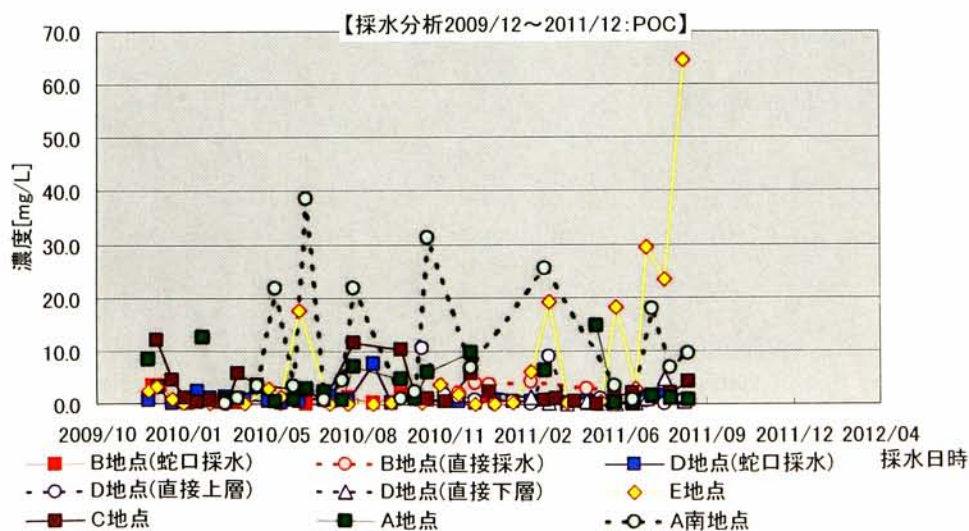
付録図 I 10 観月橋地点の水質計計測項目(2)



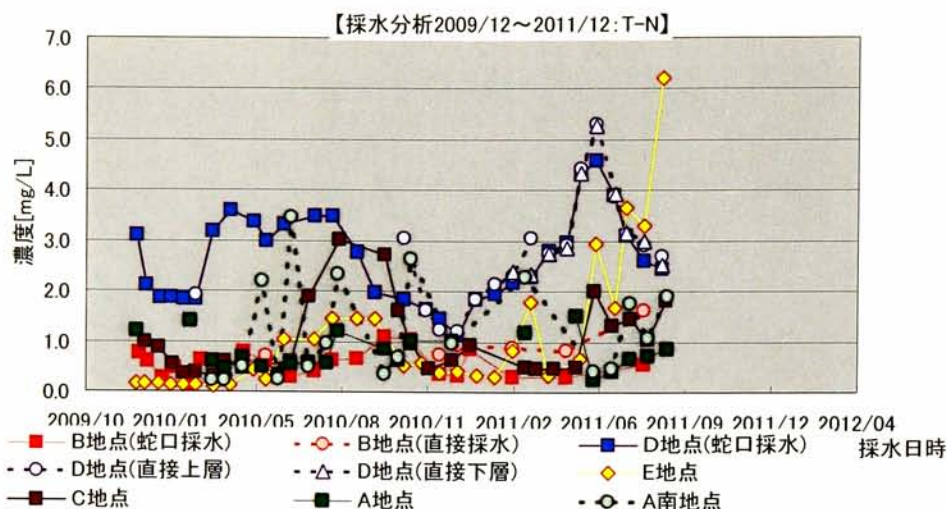
付録図 I -61 TOC の地点別比較



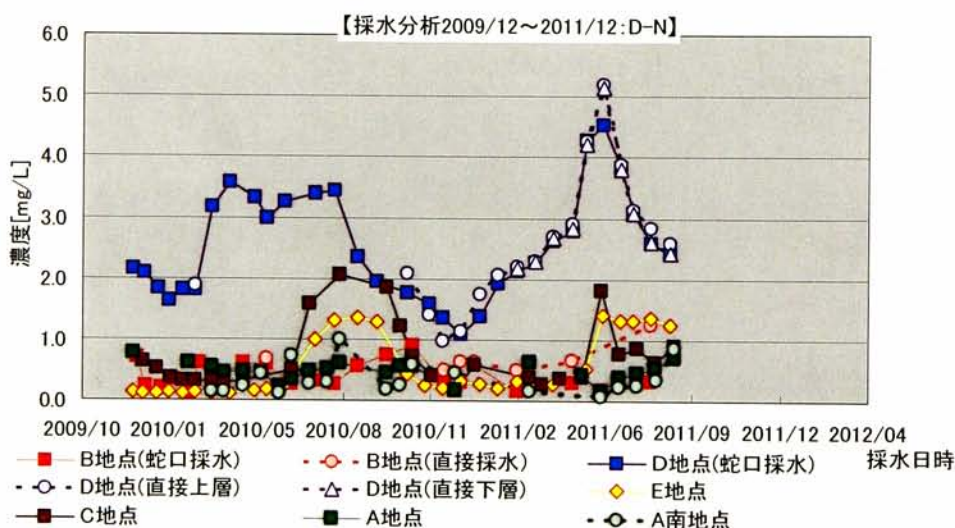
付録図 I -62 DOC の地点別比較



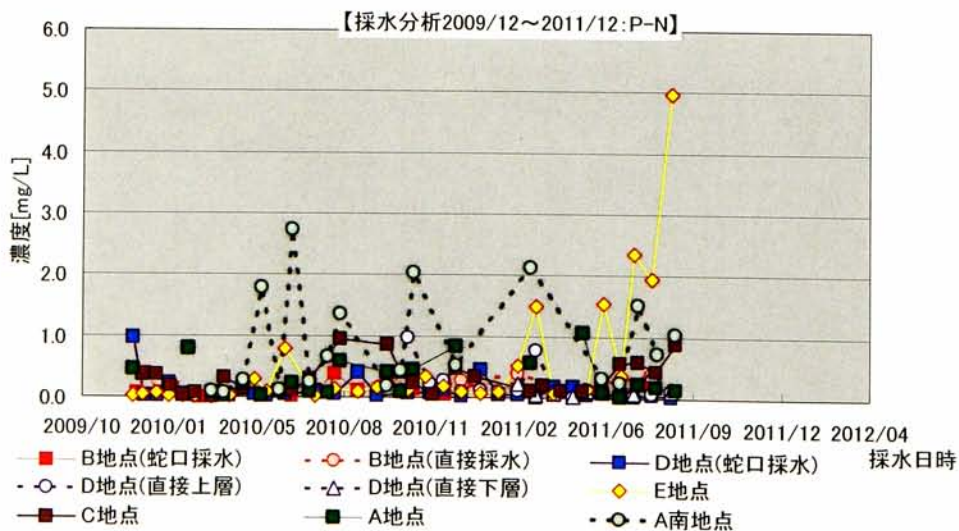
付録図 I -63 POC の地点別比較



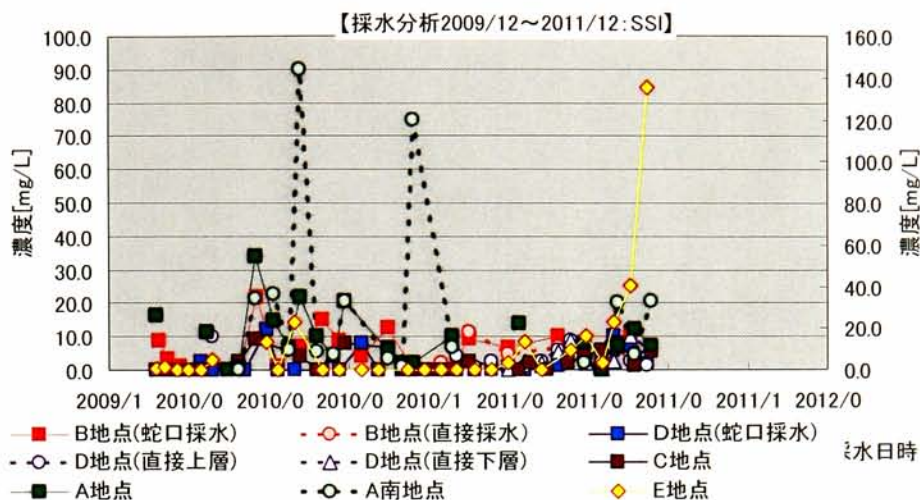
付録図 I -64 T-N の地点別比較



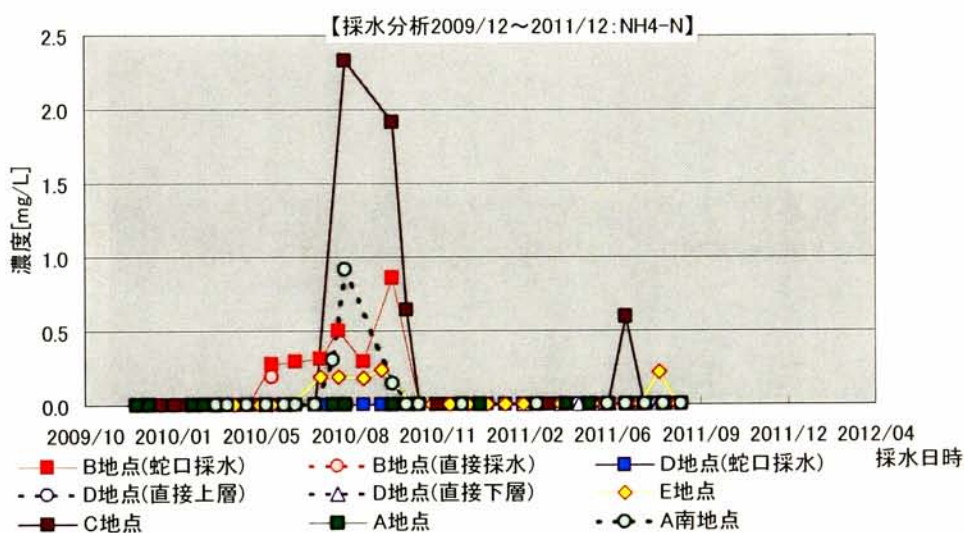
付録図 I 6511 D-N の地点別比較



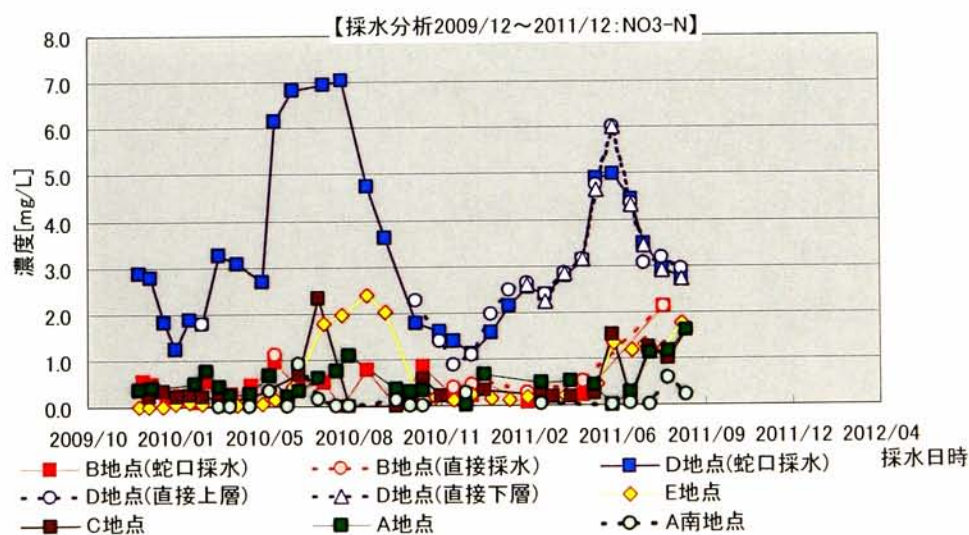
付録図 I -66 P-N の地点別比較



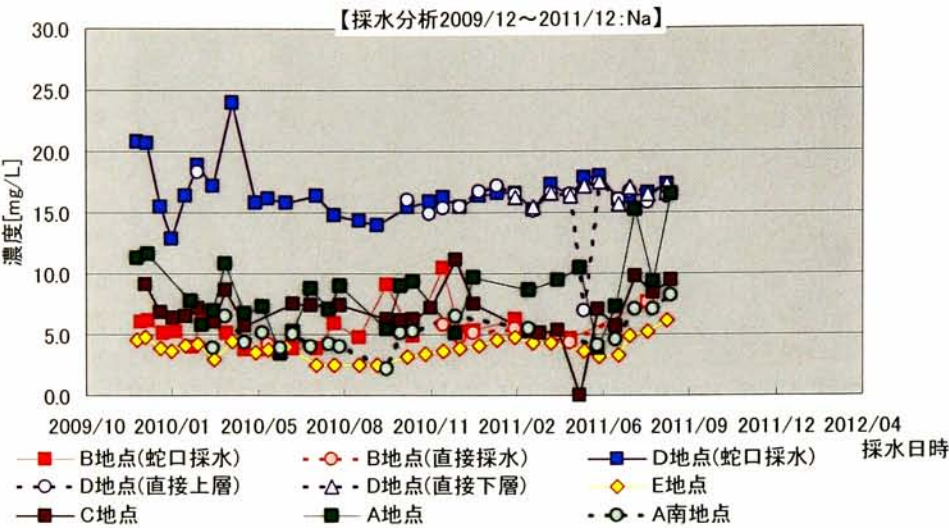
付録図 I -67 SS の地点別比較



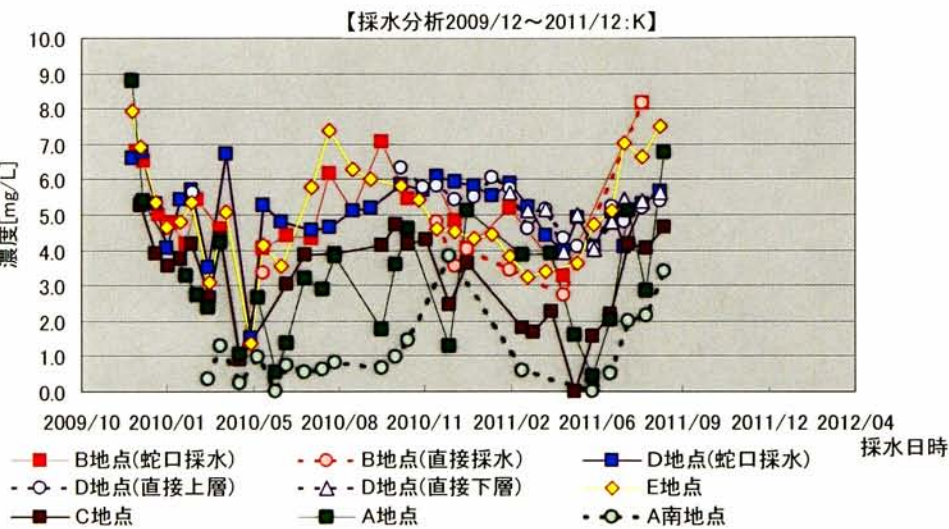
付録図 I -68 NH₄-N の地点別比較



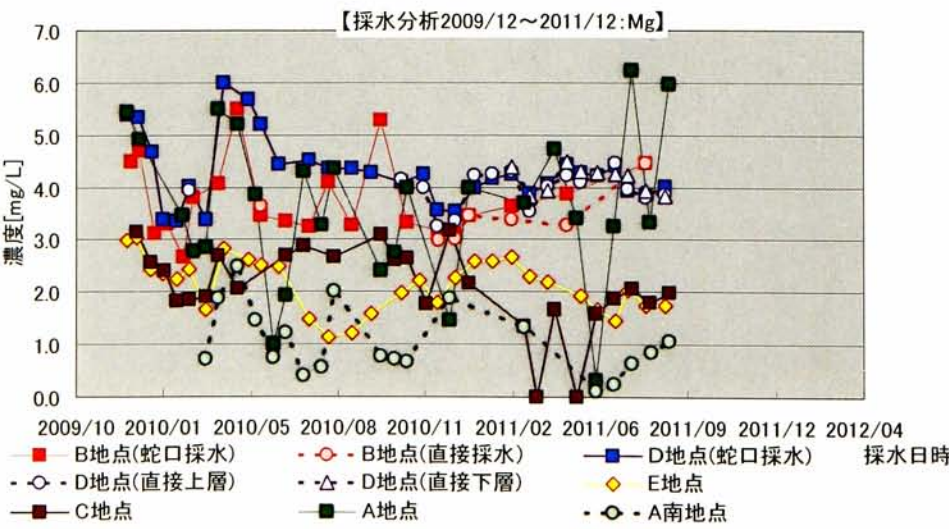
付録図 I -69 NO₃-N の地点別比較



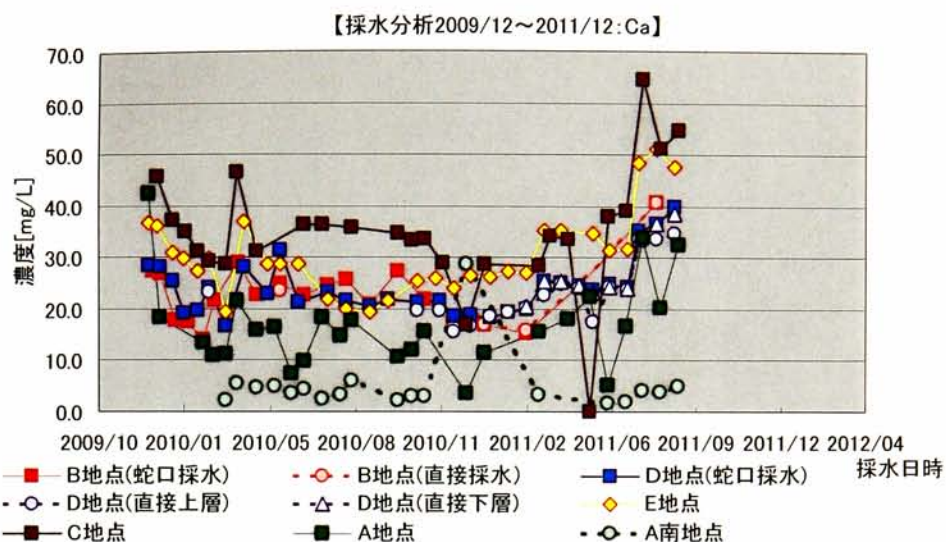
付録図 I -7012 Na の地点別比較



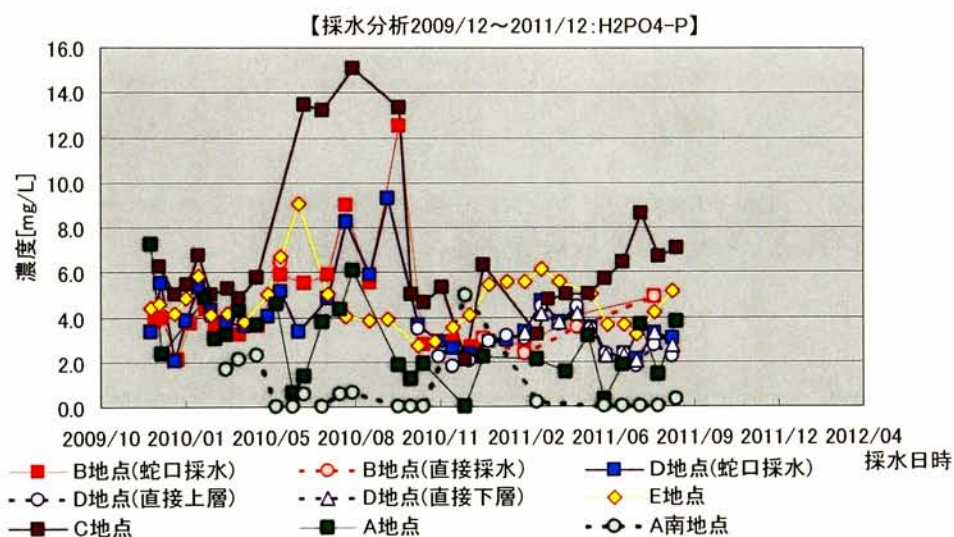
付録図 I -71 K の地点別比較



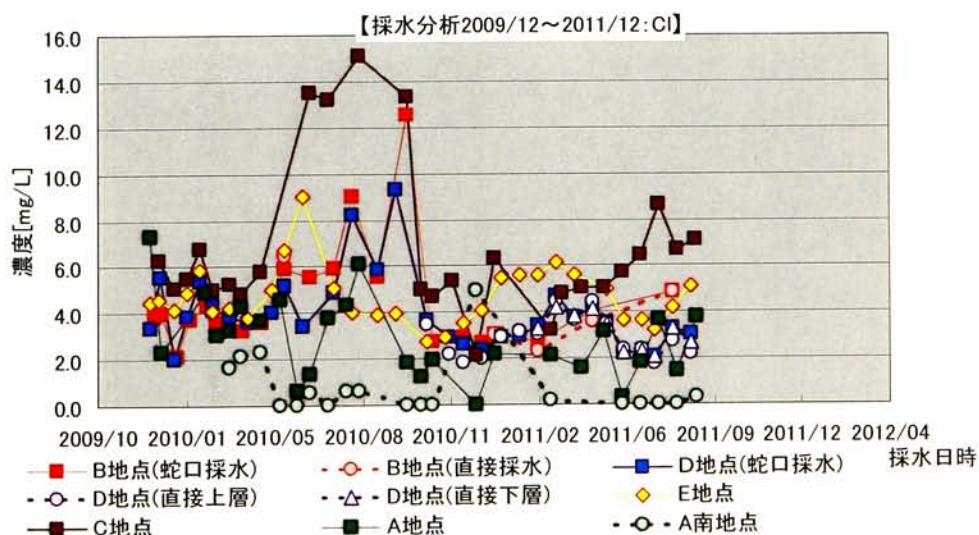
付録図 I -72 Mg の地点別比較



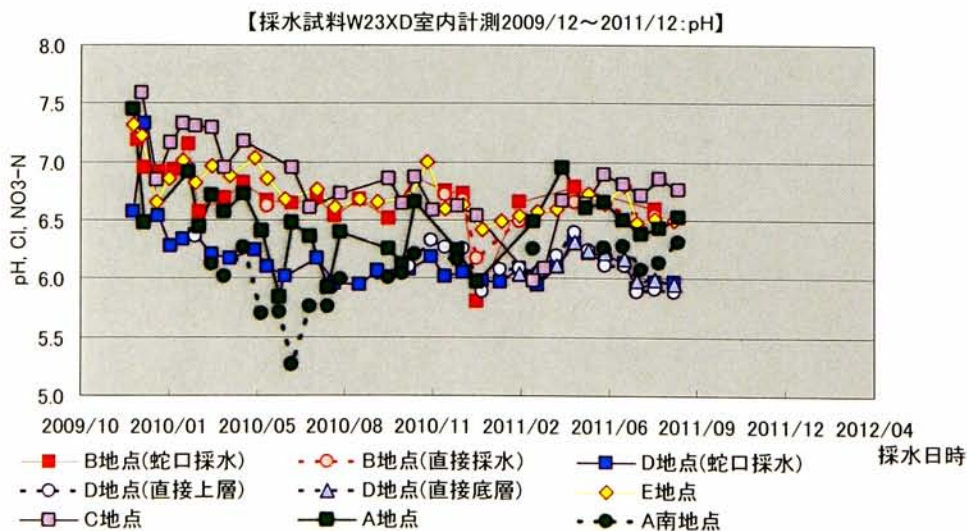
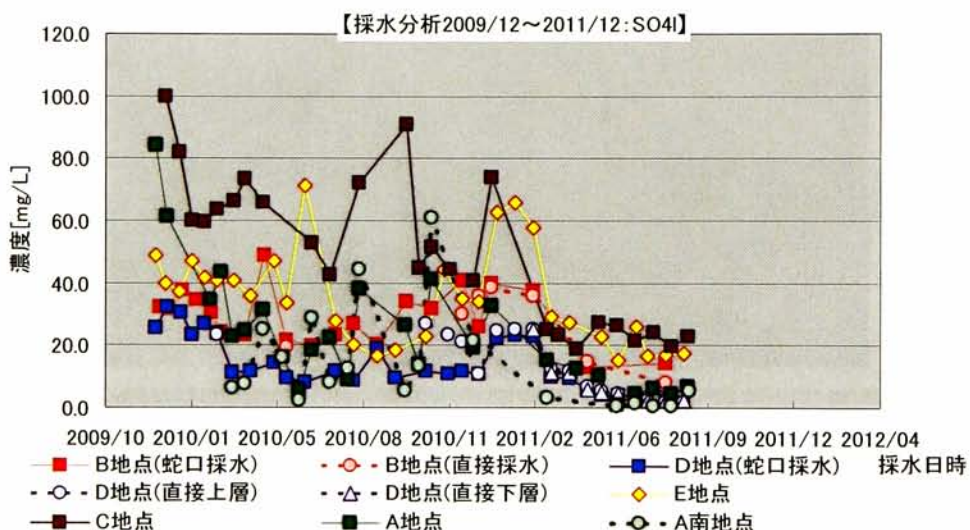
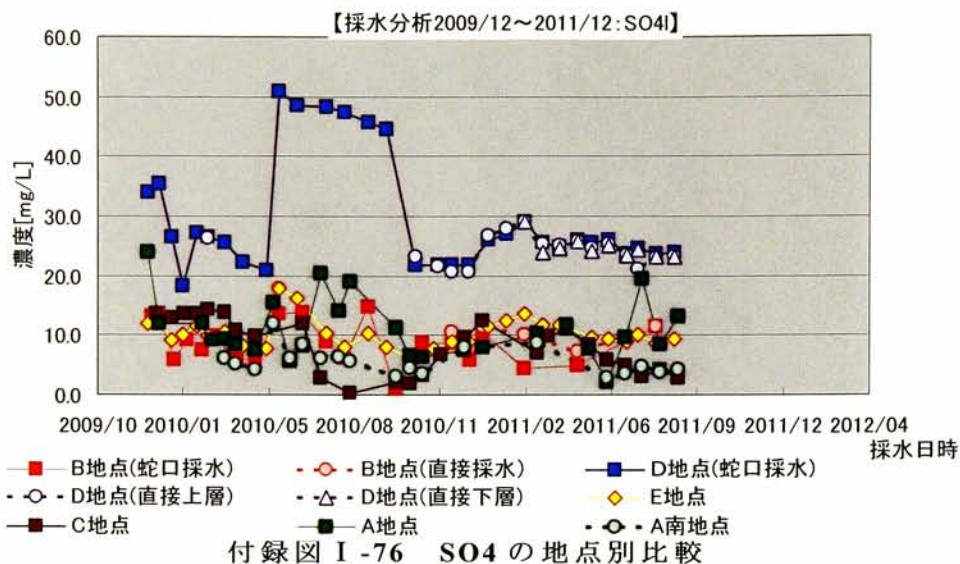
付録図 I -73 Ca の地点別比較

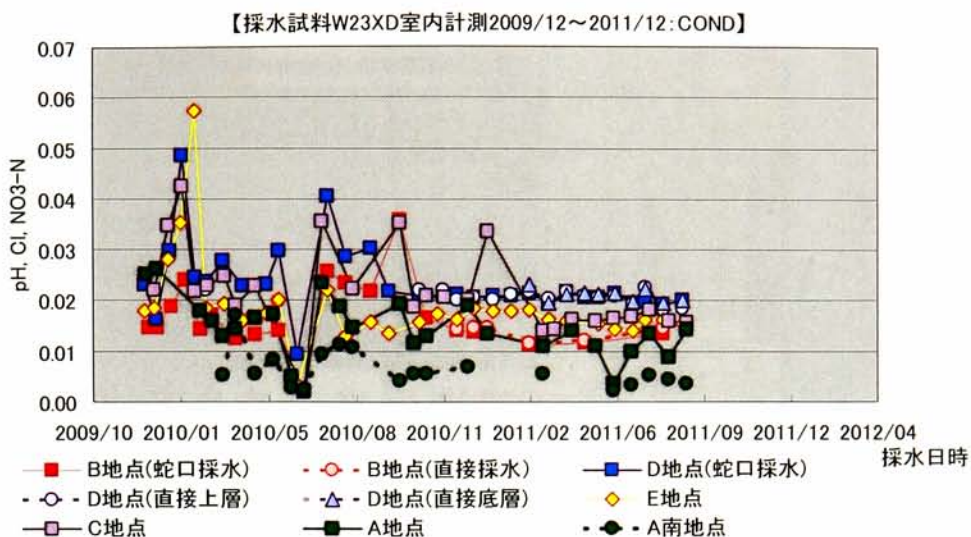


付録図 I -74 PO₄-P の地点別比較

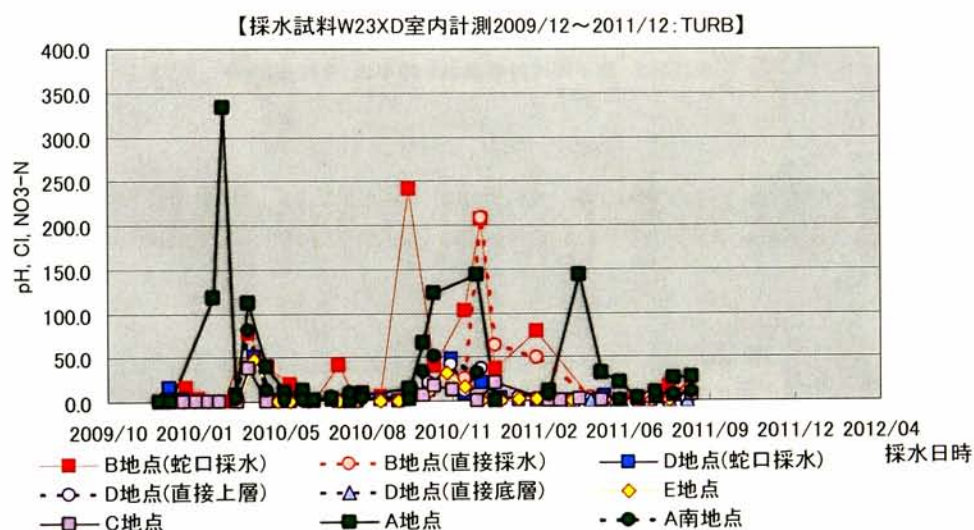


付録図 I -75 Cl の地点別比較

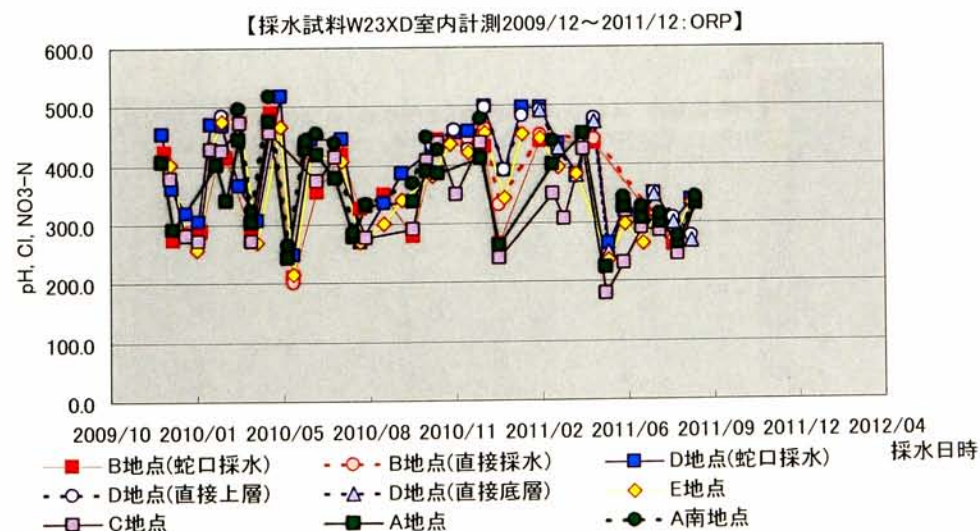




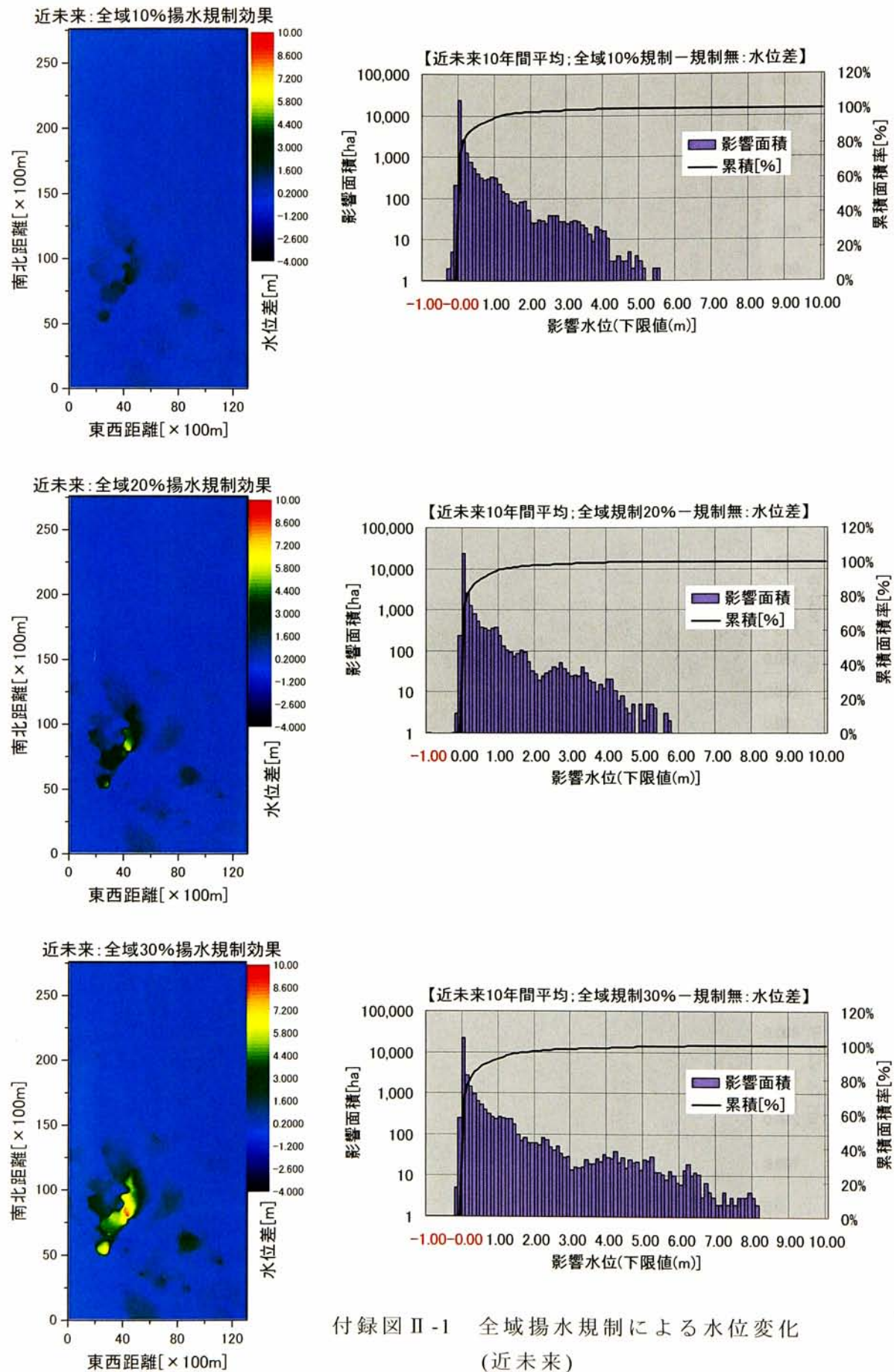
付録図 I -79 COND の地点別比較

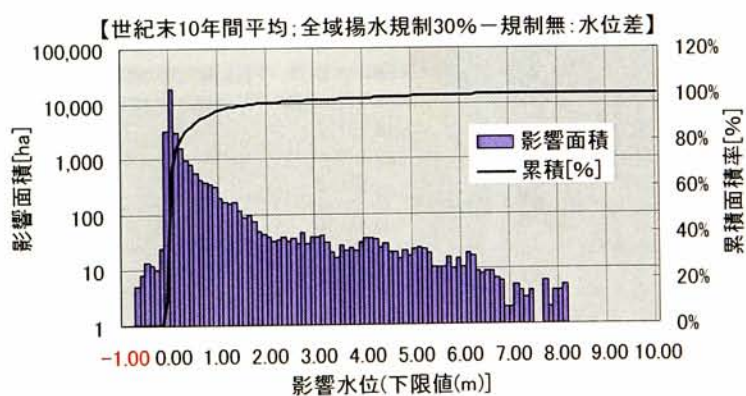
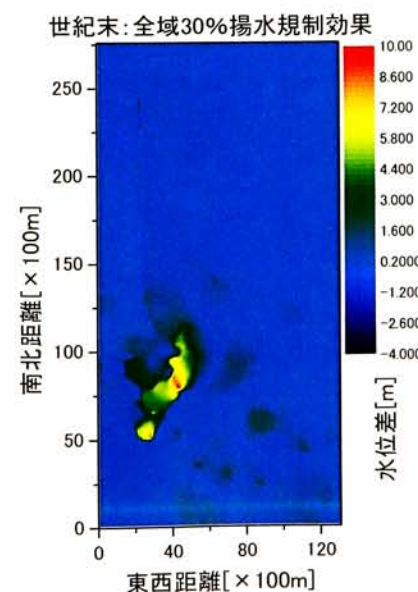
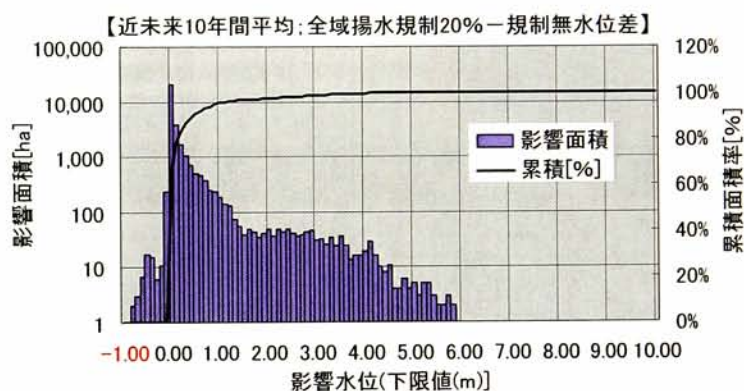
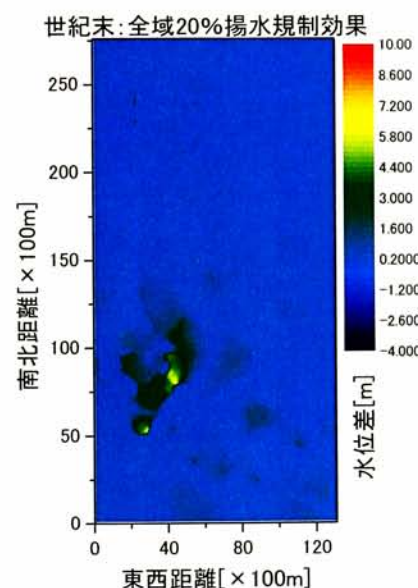
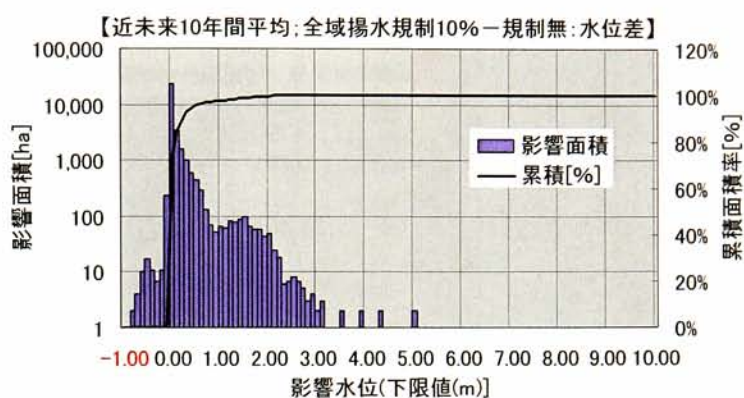
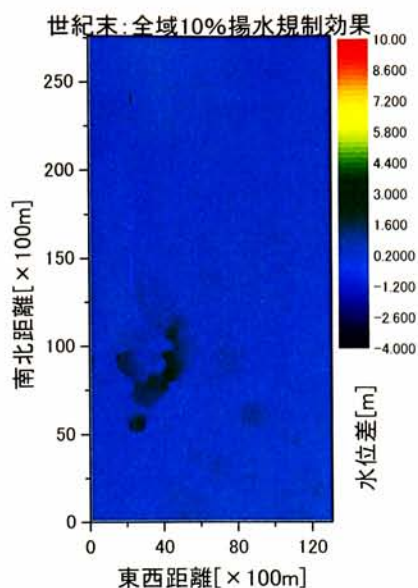


付録図 I -80 TURB の地点別比較

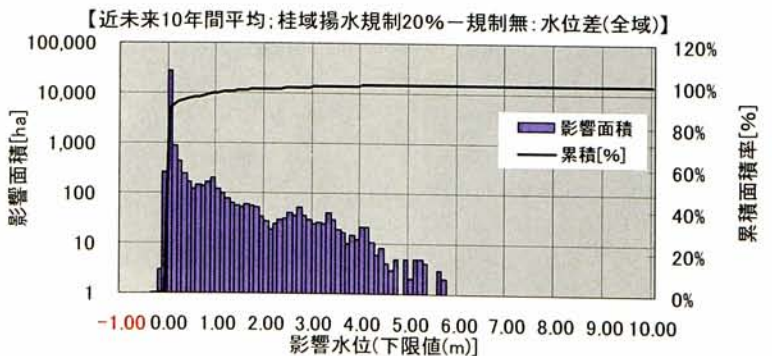
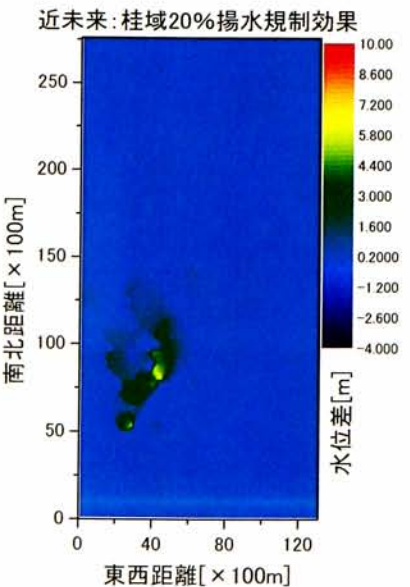
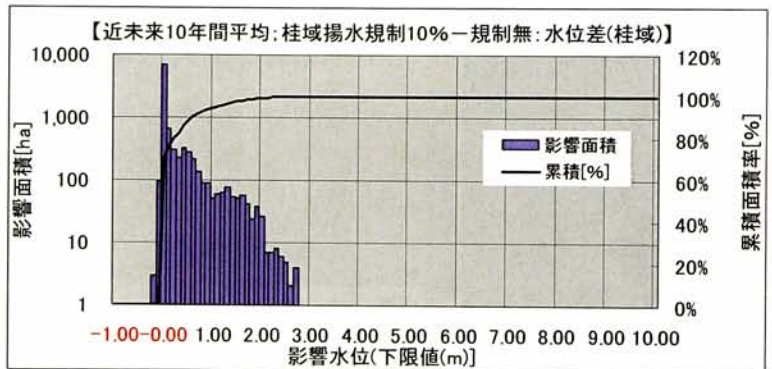
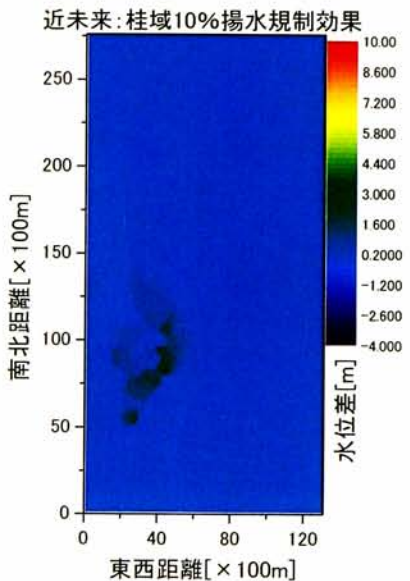
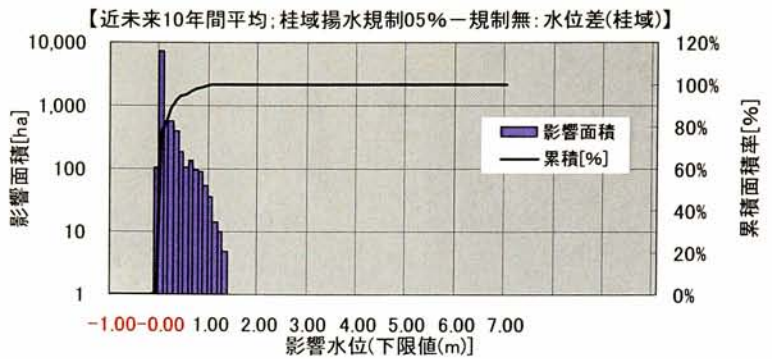
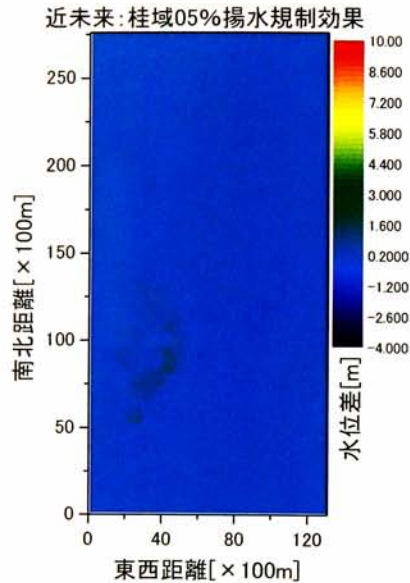


付録図 I -8113 ORP の地点別比較

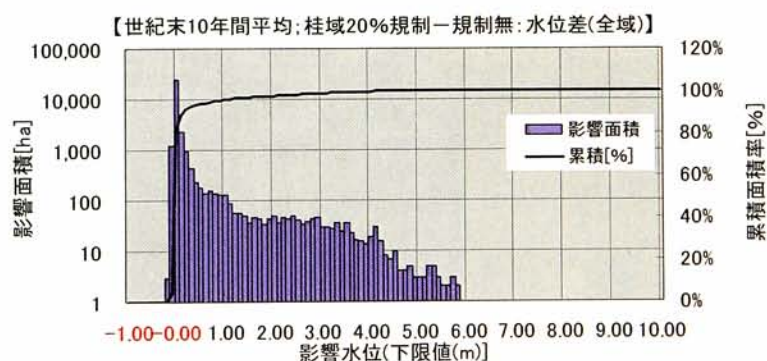
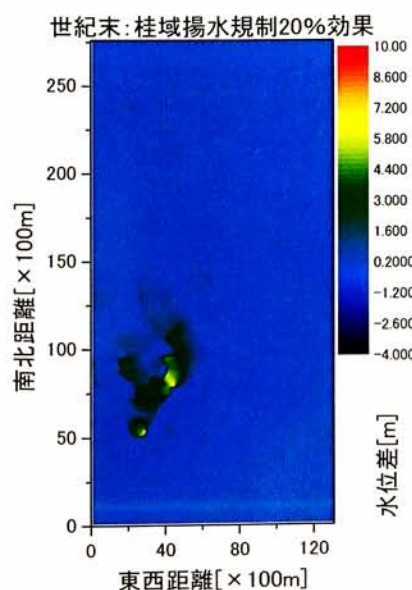
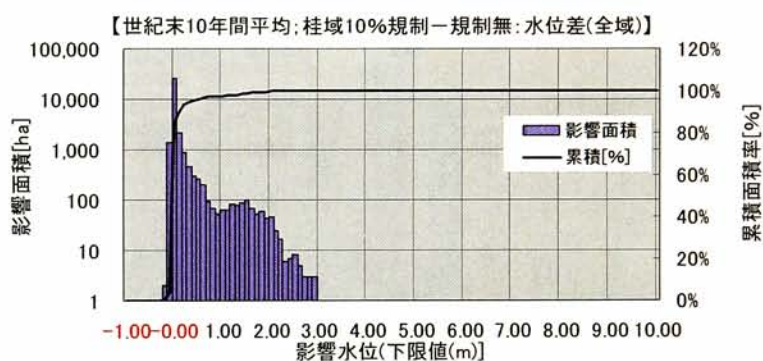
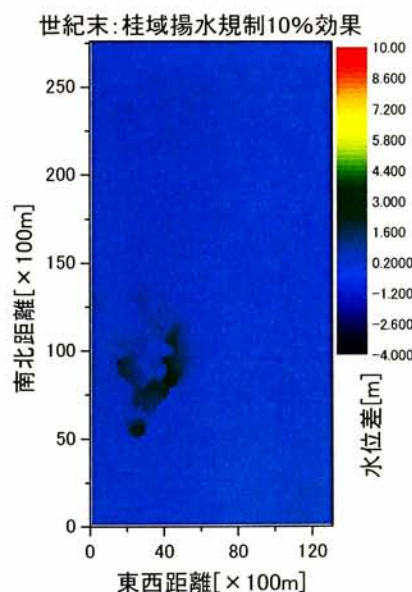
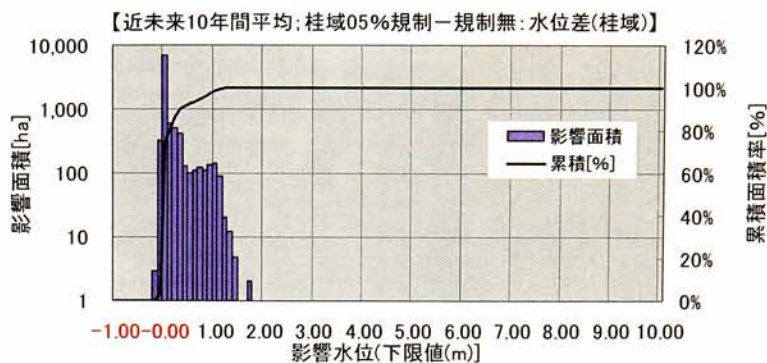
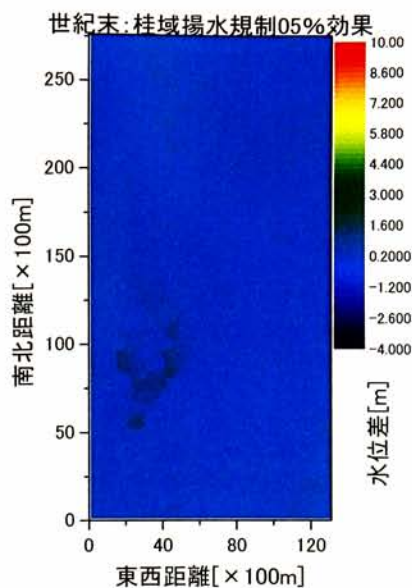




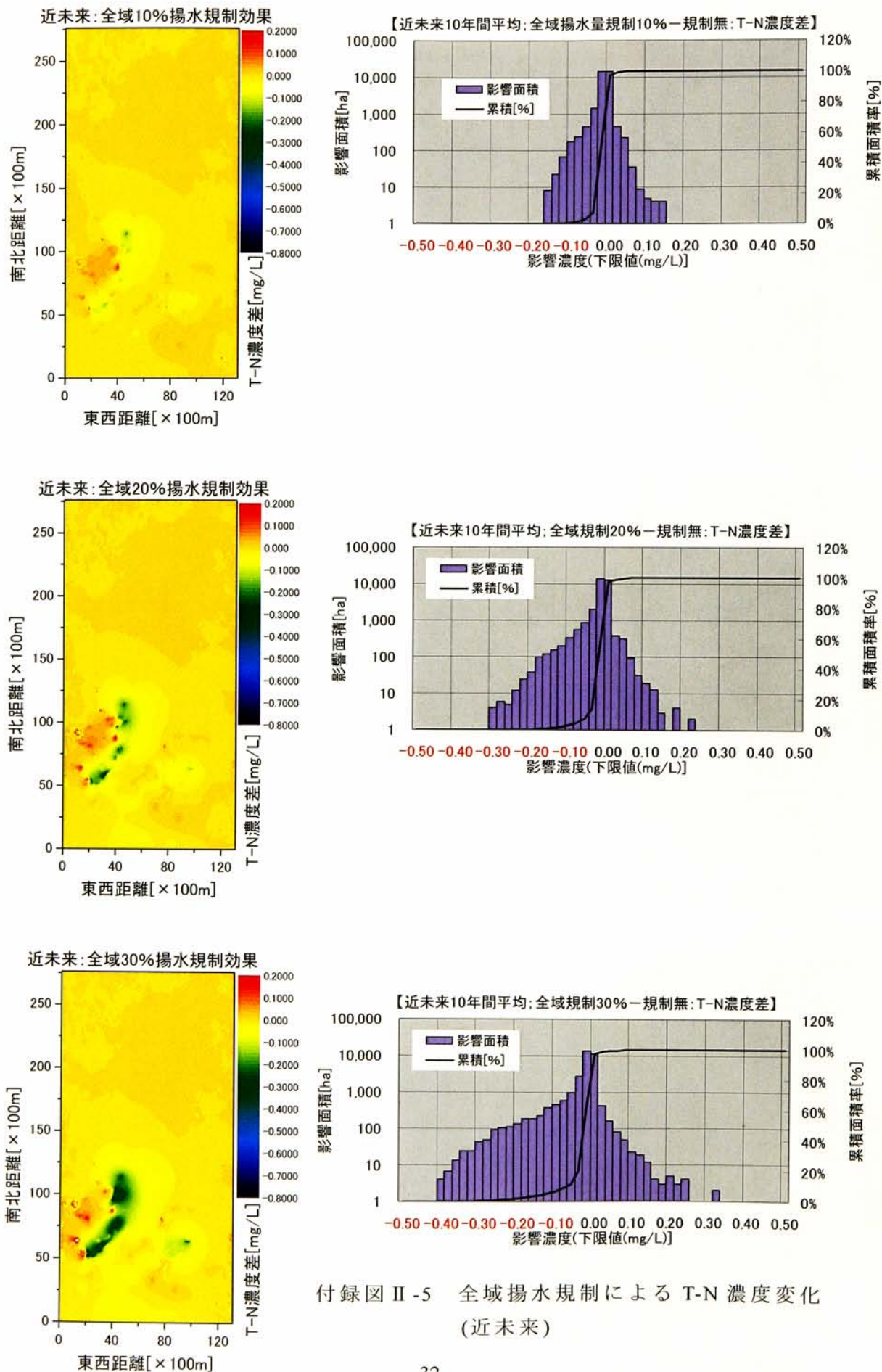
付録図Ⅱ-2 全域揚水規制による水位変化
(21 世紀末)



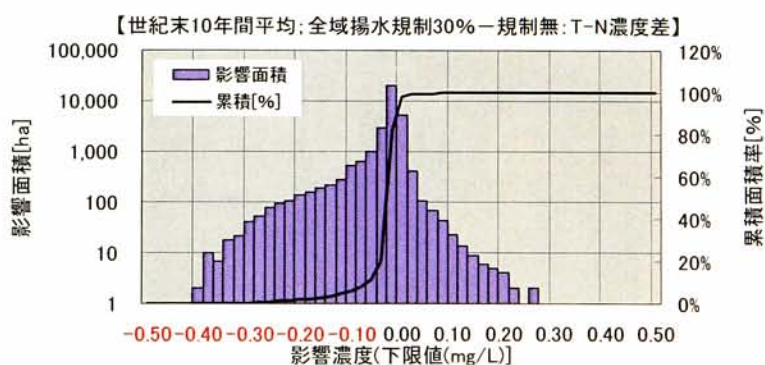
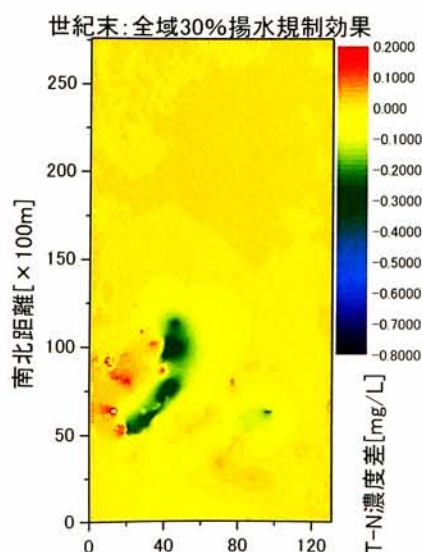
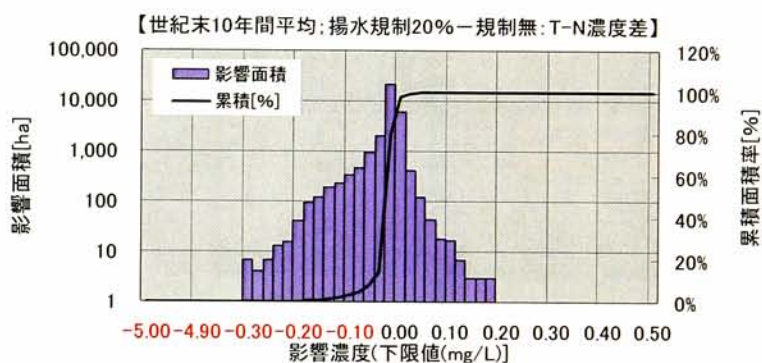
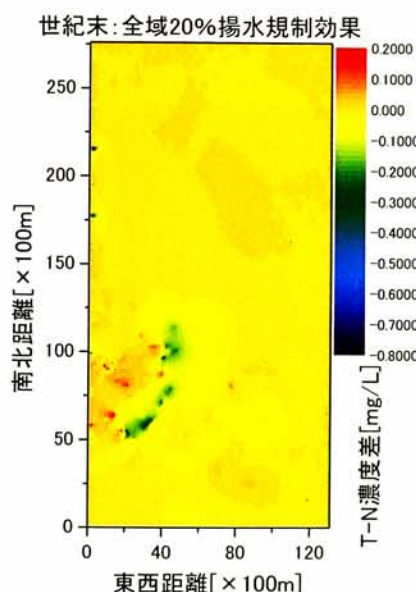
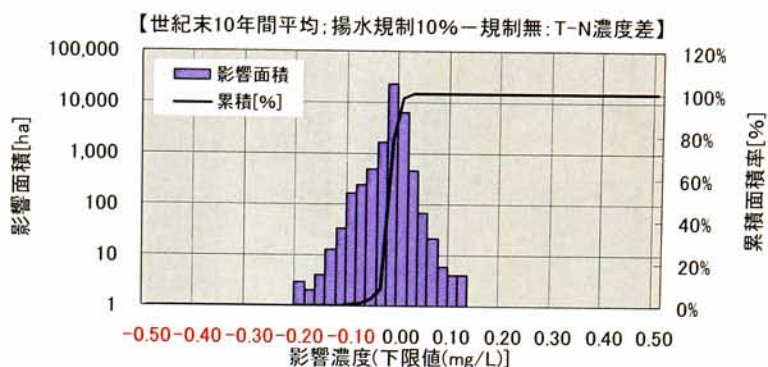
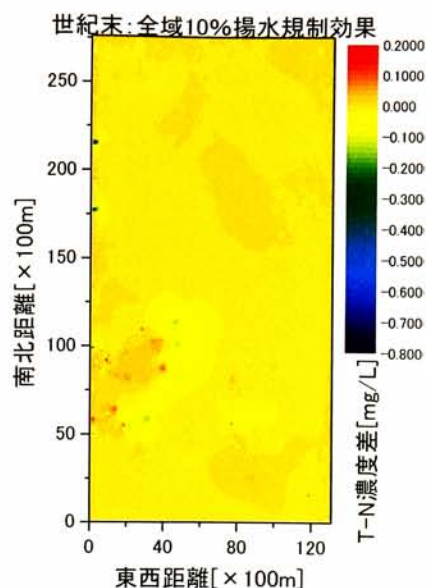
付録図Ⅱ-3 桂域揚水規制による水位変化
(近未来)



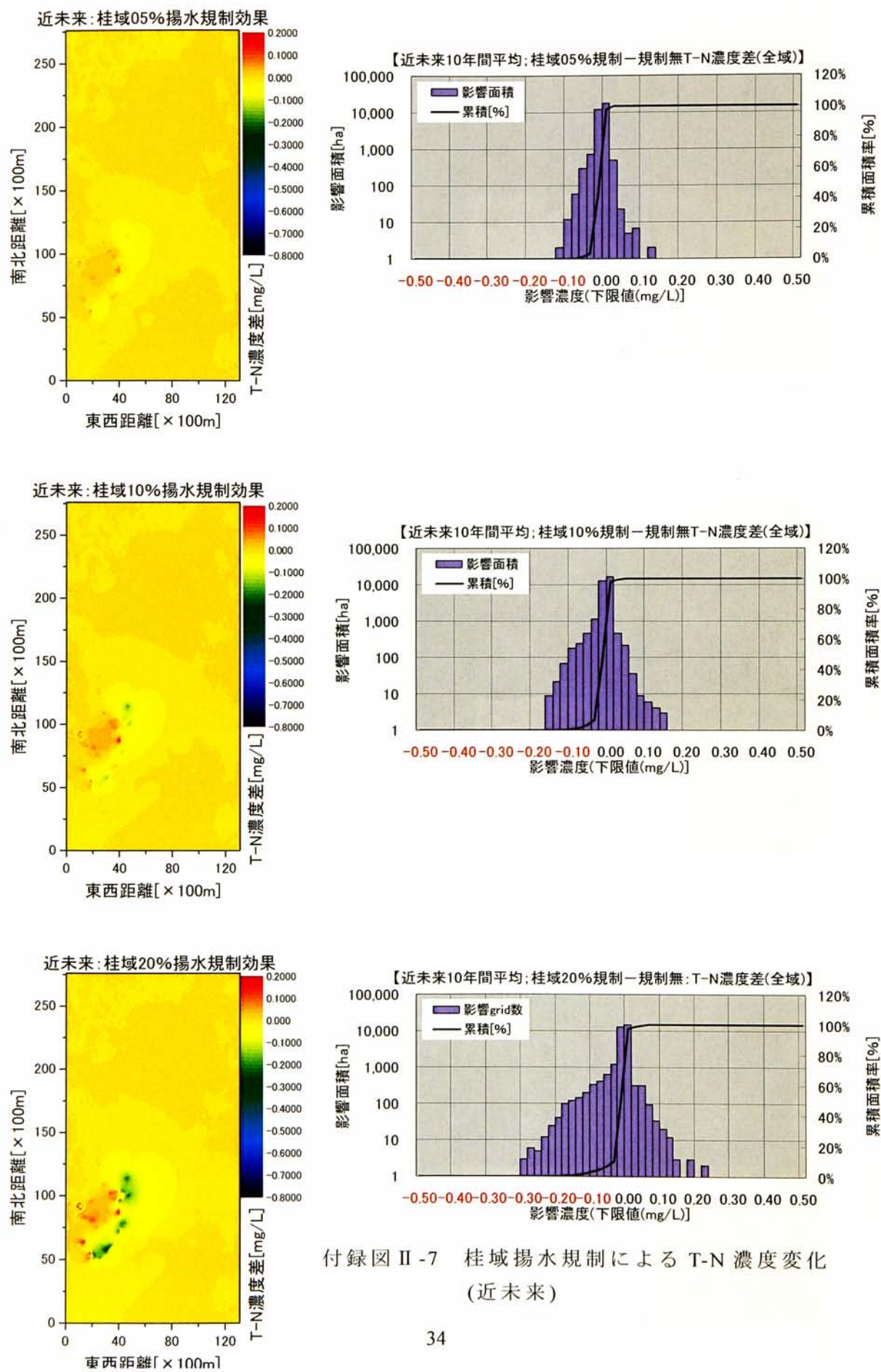
付録図Ⅱ-4 桂域揚水規制による水位変化
(21 世紀末)



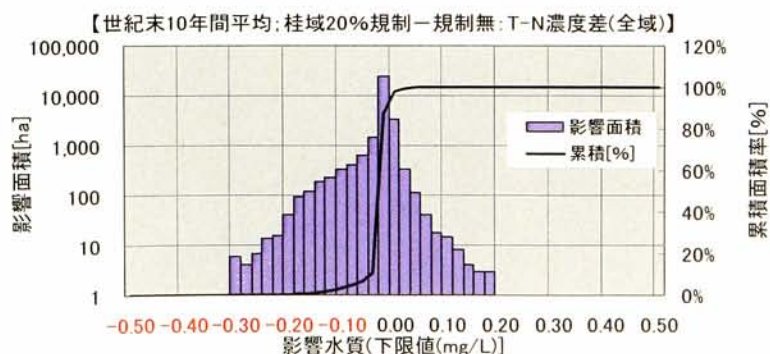
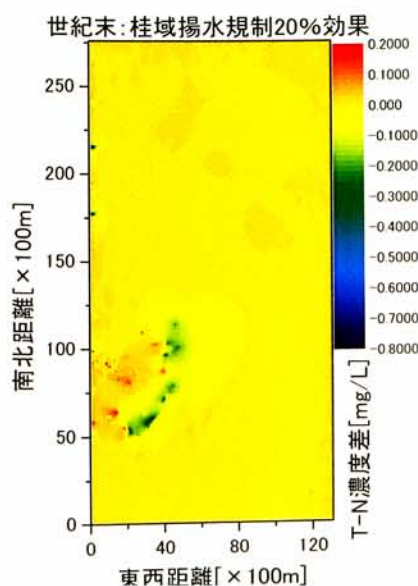
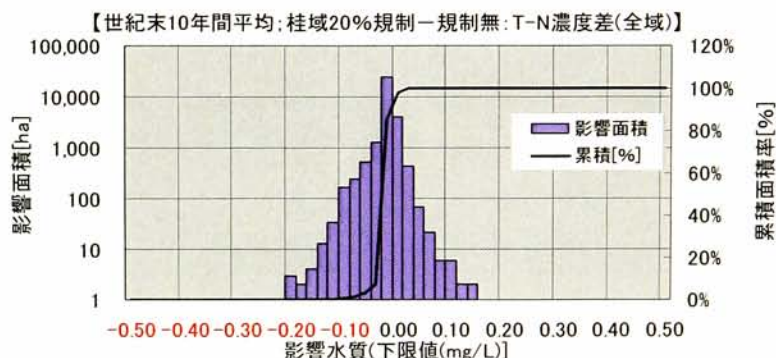
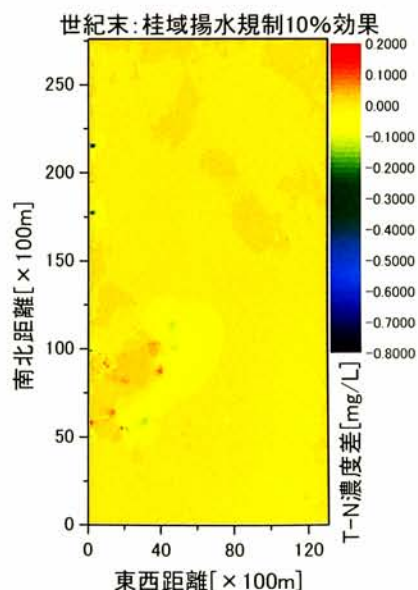
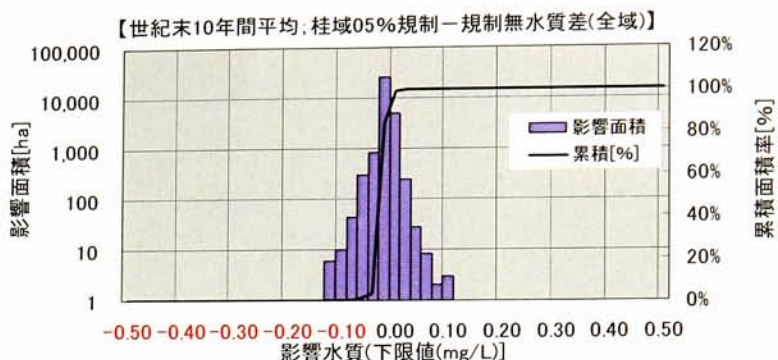
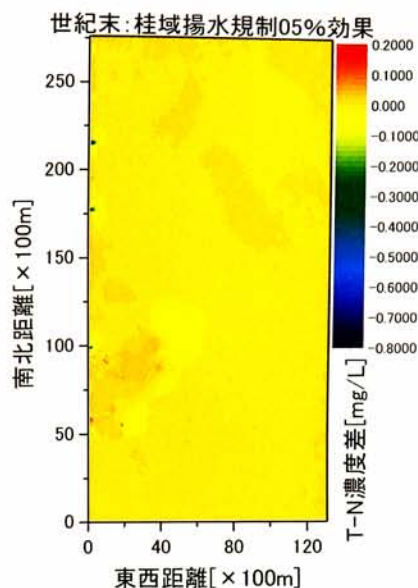
付録図Ⅱ-5 全域揚水規制による T-N 濃度変化 (近未来)



付録図Ⅱ-6 全域揚水規制による T-N 濃度変化
(21 世紀末)



付録図Ⅱ-7 桂域揚水規制による T-N 濃度変化 (近未来)



付録図Ⅱ-8 桂域揚水規制による T-N 濃度変化
(21 世紀末)